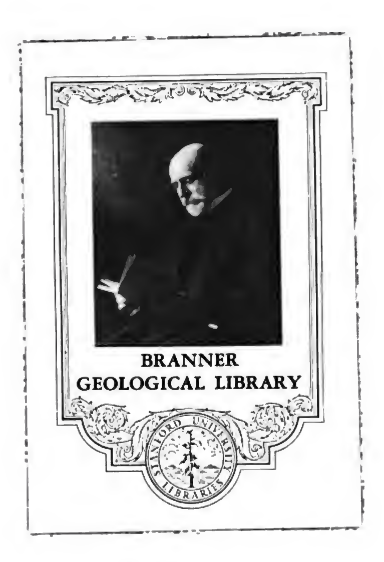
Die erdoberfläche

Albrecht Penck

Die erdoberfläche

Albrecht Penck


BRANNER
GEOLOGICAL LIBRARY
STANFORD UNIVERSITY
LIBRARIES





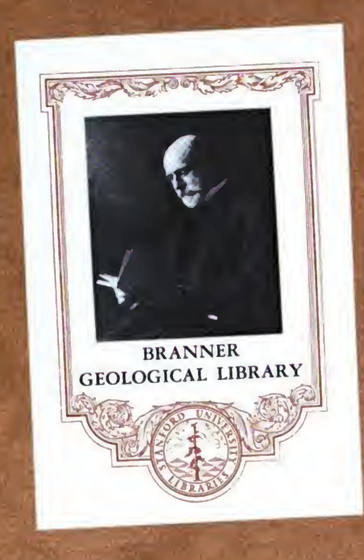
Die Erdoberfläche

Von

Prof. Dr. Albrecht Penck

Separatabdruck aus dem Geographischen Handbuch von A. Scobel
Verlag von Velhagen & Klasing in Bielefeld und Leipzig




BRANNER
GEOLOGICAL LIBRARY
STANFORD UNIVERSITY
LIBRARIES

 Prospekt

Geographisches Handbuch



Die Bucht von Nagasaki. Japan.

Allgemeine Erdkunde
Länderkunde und Wirtschaftsgeographie

Unter Mitarbeit hervorragender Fachmänner
herausgegeben von
Albert Scobel

Fünfte, neubearbeitete und vermehrte Auflage. 2 Bände mit vielen Hundert Abbildungen und Kärtchen. Preis 20 M. In 20 Lieferungen zu je 1 M.

Bielefeld und Leipzig · 1908 · Verlag von Velhagen & Klasing

Verzeichnis der Mitarbeiter

in der Reihenfolge ihrer Beiträge.

Dr. **Wilhelm Foerster**, Geh. Regierungsrat, ord. Professor der Astronomie an der Universität und ehem. Direktor der Kgl. Sternwarte zu Berlin. (Die Erde als Weltkörper.)

Dr. **Wilhelm Meinardus**, Professor der Erdkunde an der Universität Münster. (Die Lufthülle der Erde.)

Dr. **Albrecht Penck**, Geh. Regierungsrat, ord. Professor der Erdkunde an der Universität und Direktor des Instituts für Meereskunde zu Berlin. (Die Erdoberfläche).

Dr. **Otto Krümmel**, ord. Professor der Erdkunde an der Universität Kiel. (Die Ozeane).

Dr. **Oskar Drude**, Geh. Hofrat, ord. Professor der Botanik an der Technischen Hochschule und Direktor des Kgl. Botanischen Gartens zu Dresden. (Die Pflanzenwelt der Erde.)

Dr. **Karl Möbius**, Geh. Regierungsrat, ord. Professor der Zoologie und Direktor des Naturhistorischen Museums zu Berlin. (Die Tierwelt der Erde.)

Dr. **Michael Haberlandt**, Dozent für allgem. Ethnologie an der Universität, Kustos an der anthropol.-ethnograph. Abteil. des K. u. K. Naturhistorischen Hofmuseums und Direktor des Museums für österreich. Volkskunde zu Wien. (Die Bevölkerung der Erde.)

Dr. **Ludwig Neumann**, ord. Professor der Erdkunde an der Universität Freiburg i. B. (Europa, Allgemeines und Mitteleuropa.)

Dr. **Theobald Fischer**, Geh. Regierungsrat und ord. Professor der Erdkunde an der Universität Marburg. (Rumänien und die drei Südeuropäischen Halbinseln.)

Dr. **Fritz Regel**, Professor der Erdkunde an der Universität Würzburg. (West-, Nord- und Osteuropa; Südamerika.)

Dr. **Johannes Rein**, Geh. Regierungsrat und ord. Professor der Erdkunde an der Universität Bonn. (Asien.)

Dr. **Oskar Lenz**, Hofrat und ord. Professor der Erdkunde an der deutschen Universität Prag. (Afrika.)

Albert Scobel, Direktor der Geograph. Anstalt von Velhagen & Klasing in Leipzig. (Nord- und Mittelamerika; Südpolargebiete.)

Dr. **Karl Sapper**, ord. Professor der Erdkunde an der Universität Tübingen. (Australien und Ozeanien.)

Dr. **Ernst von Halle**, Wirkl. Admiralitätsrat und Professor an der Universität Berlin. (Weltproduktion und Welthandel.)

Dr. **Michael Geistbeck**, Seminardirektor in Freising. (Weltverkehr.)



as Fortschreiten der wissenschaftlichen Erdkunde hat es nötig gemacht, das Geographische Handbuch, das früher mehr oder minder ein statistisches Nachschlagewerk war, in völliger Neubearbeitung in erweiterter und vermehrter Auflage herauszugeben. Die äußerliche Gruppierung des Stoffes ist dieselbe geblieben, aber die innere Verarbeitung steht durchaus auf dem modernen Standpunkt der geographischen Wissenschaft. Im ersten großen Abteil wird eine physische Erdkunde gegeben, die in sich abgeschlossen ein Lehrbuch der allgemeinen Erdkunde völlig ersetzt. Die danach folgende Länder- und Staatenkunde schildert die Erde und ihre Lebenserscheinungen in ihren ursächlichen Zusammenhängen. Die Beschreibung der Erdteile geschieht hier nach der modernen Auffassung der geographischen Lebensgemeinschaften, während die Einzelbeschreibung jedes Landes vor allem auch die physischen Verhältnisse zugrunde legt, und erst in Verbindung damit auf die staatliche und wirtschaftliche Entwickelung eingeht. Die Abteile Weltproduktion und Welthandel behandeln solche Produkte, die in Massen erzeugt oder überhaupt auf dem Weltmarkte von ausschlaggebender Bedeutung sind. Daran schließt sich eine Schilderung der Entwickelung und des heutigen Standes des Weltverkehrs, der seine Fäden über den ganzen Erdball schlingt. ⌘

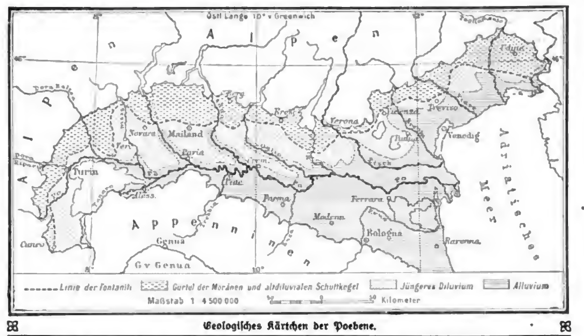
Das „Geographische Handbuch" soll in seiner erneuten und erweiterten Form ein bewährter Ratgeber sein in allen geographischen Fragen, vor allem also dem Lehrer und Studierenden, dem Kaufmann und dem Landwirt, sowie dem großen Kreise der gebildeten deutschen Familie. Mehrere Hunderte von Abbildungen sollen dem Texte eine Anschaulichkeit verleihen, wo das Wort allein dazu nicht ausreicht, wie z. B. bei charakteristischen Darstellungen der astronomischen Geographie, den Formen von Land und Wasser, der Landschaft mit ihrer typischen Pflanzenbedeckung, ihrem Tier- und Menschenleben. Eine große Zahl von Kärtchen, Profilen und Diagrammen werden zur Verdeutlichung physischer Verhältnisse und wirtschaftsgeographischer Dinge dienen, sowie zur graphischen Veranschaulichung von Zahlenverhältnissen. Diese Eigenart wird die geographische Schilderung in hohem Maße beleben, wie wir dies zuerst in früheren Auflagen des Geographischen Handbuches versucht haben. Das Buch soll noch mehr als früher ein geographischer Hausschatz in des Wortes voller Bedeutung sein, den wissenschaftlichen und den praktischen Interessen gleicherart dienstbar. ⌘

Inhaltsverzeichnis
des Geographischen Handbuches.

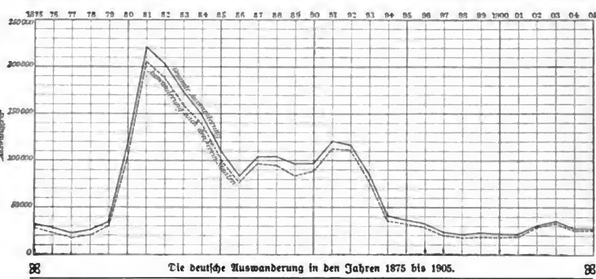


Probe der Kärtchen und Figuren.

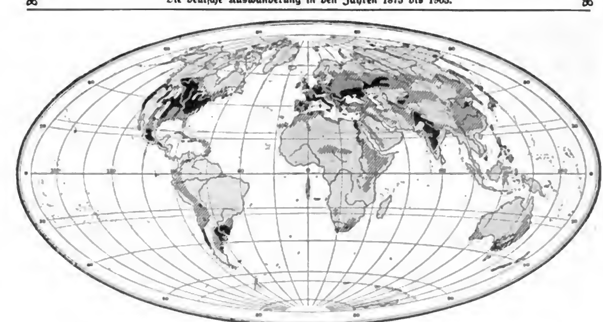




Geologisches Kärtchen der Poebene.



Die deutsche Auswanderung in den Jahren 1875 bis 1905.



Verbreitung des Weizenbaus. (Schwarze Flächen zeigen die Gebiete des stärksten Anbaus.)

Wenn nun eine Erdstelle und mit ihr die darüber lagernde Luft erwärmt wird, so wird die Luftsäule an dieser Stelle ausgedehnt, denn die Luft vergrößert ihr Volumen um $^1/_{273}$ bei jedem Grad Temperaturerhöhung. Durch die Ausdehnung der Luftsäule wird ihr Gesamtgewicht nicht geändert, der Luftdruck bleibt also an der Erdoberfläche derselbe. Anders verhält es sich aber in jedem höheren Niveau, z. B. in 1000 m Höhe. Hier steigt der Luftdruck, da durch die Ausdehnung der Luftsäule eine gewisse Luftmasse, die sich vorher unterhalb 1000 m befand, über dies Niveau gehoben wird und das Gewicht der darauf lastenden Luftsäule vermehrt. Die Folge davon ist, daß in der Höhe ein Abströmen der Luft nach den Seiten stattfindet, um den Druckunterschied, der oben entstanden ist, auszugleichen. Erst infolge dieses Abströmens von Luft in den oberen sinkt in den unteren Luftschichten der Druck. Daraus ergibt sich dann weiter ein Zuströmen von Luft von den Seiten her in den unteren Schichten, um den Druckunterschied, der hier entstanden ist, auszugleichen. Wenn die Erwärmung anhält, so wird fortgesetzt oben Luft abfließen und unten Luft zuströmen und aufsteigen. Die oben abströmende Luft wird rings um die erwärmte Erdstelle niedersinken, und von dort nach letzterer hinströmen. Es entsteht also ein vertikaler Kreislauf, wie er in der Abbildung 26 dargestellt ist. Die Linien sind Isobaren, sie zeigen in den unteren Luftschichten durch ihre Biegung nach unten, daß hier der Druck niedriger ist als in der Umgebung, durch ihre Ausbiegung nach oben in den oberen Schichten, daß hier der Luftdruck größer ist als ringsherum.

Eine umgekehrte Vertikalzirkulation wird eingeleitet und unterhalten, wo eine dauernde Abkühlung der Luftsäule stattfindet (siehe Abbildung 27). Durch die Abkühlung zieht sich die Luftsäule zusammen, infolgedessen sinkt der Luftdruck in der Höhe, und Luft strömt von den Seiten zu. Hierdurch wird der Luftdruck in den unteren Schichten vergrößert und ein Abströmen der Luft nach den Seiten hin veranlaßt. Die Isobaren sind jetzt entgegengesetzt gekrümmt wie vorher.

Aus diesen physikalischen Betrachtungen ergibt sich, daß die Luft nach relativ warmen Erdstellen hinströmt, dort aufsteigt und oben abfließt, dagegen über relativ kalten herabsinkt und unten nach den Seiten abfließt. Warme Erdstellen sind in den unteren Luftschichten Gebiete niedrigen, kalte dagegen solche hohen Luftdrucks.

Wenn wir diese Verhältnisse auf die Erde im ganzen anwenden, so müssen wir erwarten, im Meeresniveau den niedrigen Luftdruck in der Äquatorialregion und hohen Luftdruck in den Polarregionen zu finden. Ein Zuströmen von Luft aus den höheren Breiten beider Hemisphären nach den warmen Tropen hin, hier ein Aufsteigen der Luft und ein Abströmen in der Höhe vom Äquator nach den Polen zurück, d. h. ein vertikaler Kreislauf zwischen Äquator und Pol müßte die Folge sein. Das Zustandekommen dieses einfachen Luftaustausches wird nun aber durch die Rotation der Erde um ihre Achse verhindert. Durch die Erdrotation entstehen zentrifugale Kräfte, welche bewirken, daß nicht an den Polen, sondern in den mittleren Breiten von 30—40°, in den sogenannten Roßbreiten, der Luftdruck am höchsten ist und daß er von hier aus nach den Breiten von 60—70° abnimmt. Erst jenseits dieser Breiten wird bei weiterer Annäherung an den Pol der Luftdruck infolge der großen Erkaltung der Luft wieder höher. In der tatsächlichen Luftdruckverteilung haben wir eine kombinierte Wirkung des Temperaturgegensatzes zwischen Äquator und Pol und der Erdrotation vor uns. Auf einer homogenen Erdoberfläche ist daher die Luftdruckverteilung folgende.

Nord- und Südpolargebiet: Hoher Luftdruck.
60—70° nördl. und südl. Breite: Niedriger Luftdruck (unter 750 mm).
30—40° nördl. und südl. Breite: Hoher Luftdruck (über 765 mm).
Äquatorialgebiet: Niedriger Luftdruck (unter 760 mm).

Wenn man die Mittelwerte des Luftdrucks für die Breitengrade bildet, wie es bei der Temperatur geschah, so kommt die Verteilung des Luftdrucks in den verschiedenen Zonen klar zum Ausdruck (vgl. Abbildung 23).

Auf den Isobarenkarten erkennt man diesen Sachverhalt nur auf der südlichen Halbkugel deutlicher, da diese der Voraussetzung der Gleichförmigkeit der Erdoberfläche mehr entspricht als die nördliche (siehe Isobarenkarte für Juli). Der hohe Luftdruck im Südpolargebiet, dessen Existenz durch die Südpolarexpeditionen als sicher erwiesen gelten kann, fällt in der Darstellung außerhalb des Kartenbildes. Auf der nördlichen Halbkugel sind die einfachen Ver-

Probe der Abbildungen.



Eisberg im Südlichen Eismeer. Aufnahme von Prof. Dr. C. Apstein in Kiel.



Bearbeitung der Reisfelder in Sumatra.

Der erste und allgemeinste Faktor anthropogeographischer Art ist das Klima. Allerdings haben sich die Menschen durch die Mittel der Kultur, durch Obdach und Feuerstätte und die Kleidung, gleichsam ein künstliches Klima zu schaffen gewußt, so daß die Erdbevölkerung über ihr ursprüngliches Wohngebiet mit günstigen Bedingungen hinaus in alle Breitengürtel des Erdballs vorzudringen und der feindlichen Natur hier ihre Existenzmöglichkeit abzuringen vermochte. In den extremen Fällen, in den höchsten und den niedersten Breiten, in den Polarländern und im hochtropischen Erdgürtel äußert sich der Einfluß der Breitenlage wohl so deutlich, daß ihn auch die eingefleischtesten Rassentheoretiker nicht abzuleugnen versuchen. Die hochnordischen Völker, die Eskimos Grönlands, die Alaskastämme, die Jäger- und Fischervölker Nordsibiriens mit ihrem hochgradigen Nomadismus stehen gänzlich unter dem harten Zwange des ungünstigen Klimas, demzufolge ihr ganzes Dasein sich im ungleichen Kampf mit der niedrigen Wärmesumme des Jahres, der dadurch bedingten lebensfeindlichen Witterung und der daraus fließenden Spärlichkeit des organischen Lebens erschöpft, welches jedoch gänzlich der Träger des menschlichen ist. Wenn der Polarländer der jährlichen Bewegung des Eises zu Land und zur See nachwandert, wenn die sibirischen Jägervölker und auch noch die Völker mit Renntierherden im nördlichen Innerasien Sommer- und Winterquartiere periodisch wechseln, so liegt in solchem Nomadismus eine Einwirkung klimatischer Art, und keineswegs eine solche der Volksart oder eine besondere Kulturstufe vor. Ebenso liegt in den Zonen der niederen Breiten mit der großen jährlichen Wärmesumme, die der menschliche Organismus hier zu verarbeiten hat, mit den geringen Kulturentwickelungen der heißen Tropengürtel ein klimatisches Verhängnis vor. Die Erschlaffung der politischen und kulturellen Energie der indischen Arier, als sie sich im Gangesgebiete dauernd seßhaft gemacht hatten, ist sicher mehr auf Rechnung des lähmenden Klimas, als auf die Blutmischung mit den dunkelhäutigen Eingeborenen zu setzen.

Neben dem Klima verhängt die Beschaffenheit des Wohnortes eine Reihe allgemeiner und besonderer Folgen bezüglich der Kulturgestalt über die Völker. Kontinentale oder insulare Lage, Nähe und Weite des Ozeans, reiche Gliederung der Landschaft oder der Küste drängt zu ganz verschiedenen Kulturentwickelungen. Das griechische Volk in den Sitzen seiner wild zerrissenen Halbinsel wurde ein ganz anderes, als seine nächsten Verwandten in ihrer nördlichen, mehr kontinentalen Heimat. Die Malayen, die ihre Schicksale über die Meere in neue Inselsitze trugen, wurden ganz andere, als ihre stumpfen Brüder, die nahe den Heimatsitzen auf dem Festlande geblieben waren. Kaum vermag der Ethnologe mit den geschärften Augen geschultester Betrachtung die Wesensgleichheit der Xingú-Jägerstämme mit den Jahrhunderte vorher nordwärts in die Inselwelt der Antillen vorgedrungenen seetüchtigen Antillenpiraten zu erkennen.

Neben diesen allgemeinen Verhängnissen der Wohnplätze kommen überall — durch die wechselnden Wirtschaftsformen hindurch — die mannigfaltigen Gestaltungen des Bodens selbst in Betracht; die orographischen und hydrographischen Verhältnisse in ihrer kaleidoskopischen Mannigfaltigkeit. Die Bergvölker haben gänzlich andere Lebens- und Wirtschaftsformen, als die Seeanwohner; der Tiefländer mit reicher Bewässerung seiner Landschaft entwickelt sich wesentlich anders als der Sohn der dürren Steppe. Die Schweizer oder die Balkanvölker, etwa die Gebirgsalbanesen oder die Herzegorzen sind ebensoviel toto coelo verschiedene Repräsentanten des Gebirgslertypus, als Holländer oder Magyare den Flachlandbewohner darstellen. Setzen wir noch hinzu, wie sehr die petrographische Beschaffenheit des Geländes mit ihrem wechselnden Reichtum an fettem Humus oder dürrem Sand und Schottergrund, im Gefolge davon die Bedeckung durch dichte Waldbestände oder die offene Lage des Striches auf Gedeihen oder Verkümmerung, auf reichere oder kahlere kulturelle Entwickelung Einfluß nehmen nicht nur in materieller Beziehung durch die jeweils davon bestimmte Wirtschaftsform, sondern auch durch schwer zu definierende Einwirkungen auf Geist und Gemüt der Inwohner selbst. Und schließlich sind ja auch die Vegetationsverhältnisse und die Fauna, wie sie von den Wohnschauplätzen der Völker hervorgebracht werden, sowie die mineralischen Werte, die sie bergen, von einschneidendster Bedeutung für das Leben derselben. Tier- und Pflanzengeographie haben in der Anthropogeographie entscheidend mitzusprechen.

Neben dem *geographischen* ist der *historische* Boden, neben dem *Naturmilieu* das *Kulturmilieu* von universeller Bedeutung, wie bereits oben angedeutet. Es ist der Völker-

Textprobe aus Abteil VIII b: Rumänien und die Südeuropäischen Halbinseln.

Italien.

Italien ist die jüngste der Mittelmeerhalbinseln, eines der jüngsten Länder der Erde. Es ist aufgebaut aus Gesteinen, welche zu $^2/_3$, ja in Sizilien zu $^4/_5$ sich erst in der Tertiär- und Quartärzeit auf dem Meeresgrunde ab- bezw. dem aufgetauchten Lande angelagert haben. Aus dieser Tatsache allein ergibt sich eine Reihe von Folgewirkungen, welche die geographischen Grundzüge Italiens bestimmen.

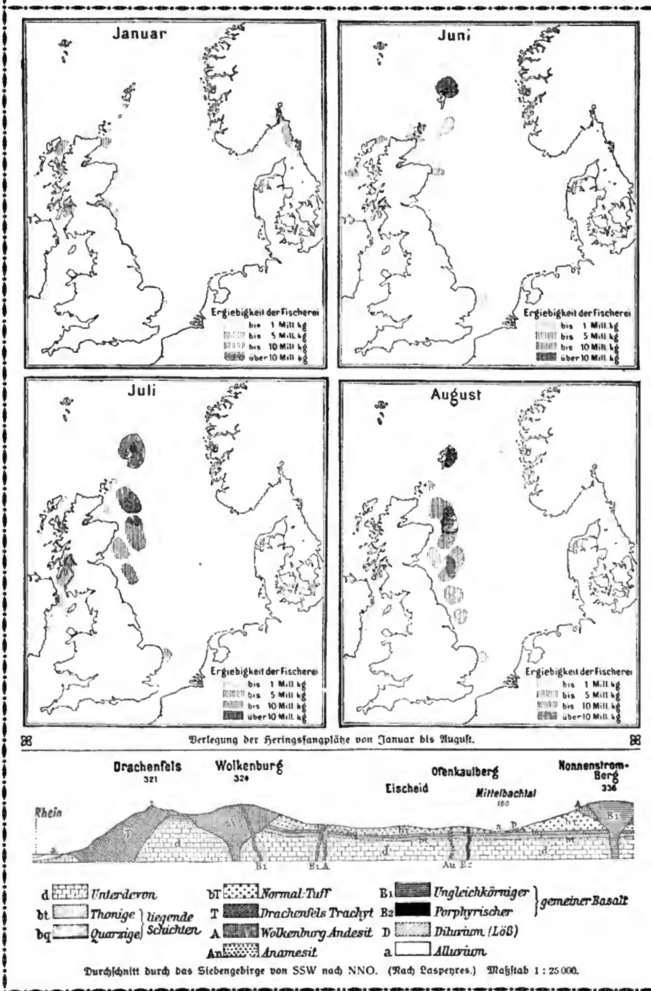
In dem Teile des mediterranen Bruchgürtels, welchen heute Italien und seine Inselwelt einnimmt, lag in paläozoischer Zeit eine alte, vorwiegend aus archaischen Gesteinen und nur an den Rändern, wie es scheint, aus gefalteten paläozoischen Schichten aufgebaute Scholle der Erdrinde, die wir jetzt als Tyrrhenis zu bezeichnen gewohnt sind. An ihrer Ost- und Südostseite machten sich während des ganzen mesozoischen Zeitalters und bis in die Mitte der Tertiärzeit zentripetale Bewegungen geltend und auf dem weichenden Grunde der abgetragenen alten Scholle lagerten sich in einer thalassischen Periode diskordant bis zu 8000 m mächtige Schichten der Sedimentärformationen von der Trias bis zum Eocän ab, unter denen namentlich Konglomerate eocänen Alters dadurch auffällig sind, daß sie ganz aus Geröllen kristallinischer Felsarten zusammengesetzt sind, wie sie eben die Tyrrhenis kennzeichneten. Sie nehmen am Aufbau der Appenninen von Kalabrien bis an die Grenze von Latium teil, und schon 1864 hat G. Cappellini, ja noch früher Brocchi angenommen, daß die Gerölle aus Granit und kristallinischen Schichten in den eocänen Konglomeraten bei Spezia von einem nach Westen vorhanden gewesenen alten Festlande herstammten. Später hat das auch Meneghini angenommen und Zaccagna für die gleiche Formation der Apuanischen Alpen. Im Zusammenhange mit dem schon gegen Ende der Sekundärzeit eingeleiteten, während der Tertiär- und Diluvialzeit vollzogenen Niederbruche der Tyrrhenis, an deren Stelle heute im wesentlichen das Tyrrhenische Meer liegt, wurde ein randlicher Gürtel durch seitlichen Druck vorzugsweise in der Miocänzeit emporgefaltet: die Appenninen. Durch vom tyrrhenischen Senkungsfelde ausgehende Querbrüche gegen Ende der Pliocänzeit wenigstens gegen Süden hin in Inseln zerstückt, zwischen welchen Meerengen das tyrrhenische und das ionische Becken miteinander verbanden, wurde der Appennin erst durch eine zu Ende des Pliocän einsetzende und durch die Quartärzeit, wie die kalabrischen Terrassen zeigen, sich fortsetzende Hebung wieder ein auch orographisch einheitliches Gebirge. Nur eine Meerenge, die von Messina, schloß sich nicht völlig, wenn sie sich auch verengte; der sizilische Appennin, der inzwischen durch Bildung der Straße von Pantellaria von Afrika getrennt worden war, blieb auch vom kalabrischen getrennt. Dieser besteht seinerseits bei weitem überwiegend, wie auch die Nordostecke Siziliens, das peloritanische Gebirge, aus einem gegen Norden unter die sedimentäre Decke untertauchenden Trümmerstück der Tyrrhenis, indem der sedimentäre, tertiäre Außengürtel, der die Appenninen von Piemont bis nach Sizilien kennzeichnet, auf randlichen Bruchlinien des ionischen Einbruchkessels in die Tiefe sank und so zwischen dem Golf von Tarent und der durch die Bruchlinie der Meerenge bestimmten Ostküste von Sizilien der Tertiärgürtel fast ganz fehlt. Kalabrien stellt so als ein nur ca. 60 km breiter, aber mit 6000 m relativer Höhe aus dem ionischen, wie aus dem tyrrhenischen Einbruchskessel aufragender Steg die Verbindung mit Sizilien her.

Die Appenninen stellen sich so als ein etwa 1500 km langer, aber im Mittel nur 100 km breiter, gefalteter Erdgürtel dar, welcher, den Rand der ehemaligen Tyrrhenis andeutend, sich in nach Westen und Nordwesten offenem Bogen von der Einkerbung des Colle dell' Altare (470 m), wo wir am besten die Grenze gegen die Alpen ansetzen, bis in Sehweite Afrikas quer über den ganzen mediterranen Bruchgürtel erstreckt.

Die tyrrhenische Seite ist also die Abbruchsseite der Appenninen, daher die steile, reicher gegliederte, der sie die Schichtenköpfe zukehren. Auf dem flachen Austönungsgürtel liegt das flache nördliche Adriatische Meer und die sizilisch-afrikanische Flachsee. Malta und Lampedusa sind die in rascher Abtragung begriffenen Reste desselben, das eine diesseits, das andere jenseits der beide Erdteile scheidenden quartären Bruchlinie, auf welcher vulkanische Tätigkeit die Inseln Pantellaria und Linosa aufgetürmt hat.

Die steile Abbruchsseite und das tyrrhenische Senkungsfeld ist nun gekennzeichnet durch hochgradige vulkanische Tätigkeit, die nicht nur Sardinien kennzeichnet, sondern neben Capraja, der nördlichsten der toskanischen Inseln, ganze Inselgruppen, wie Ischia und Umgebung, die

Probe der Kärtchen und Figuren.



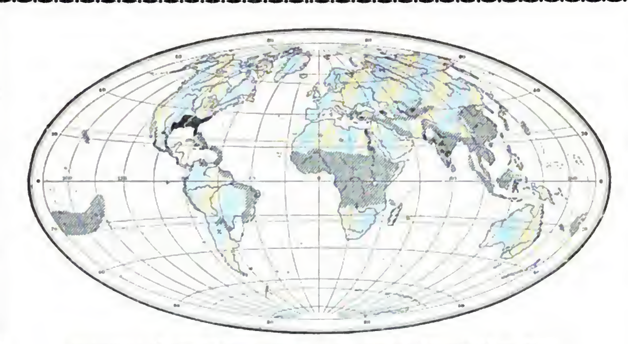
Verlegung der Heringsfangplätze von Januar bis August.

Durchschnitt durch das Siebengebirge von SSW nach NNO. (Nach Laspeyres.) Maßstab 1 : 25 000.



Probe der Kärtchen.





Verbreitung der Baumwollenpflanzen. (Schwarze Flächen zeigen die Gebiete des stärksten Anbaus.)

Gebiete der großen Vergletscherungen

Moränenlandschaften der nordischen Vergletscherungen.

Löß und Lehm

Die Pfeile zeigen die Richtung der ehemaligen Eisbewegung

Kilometer

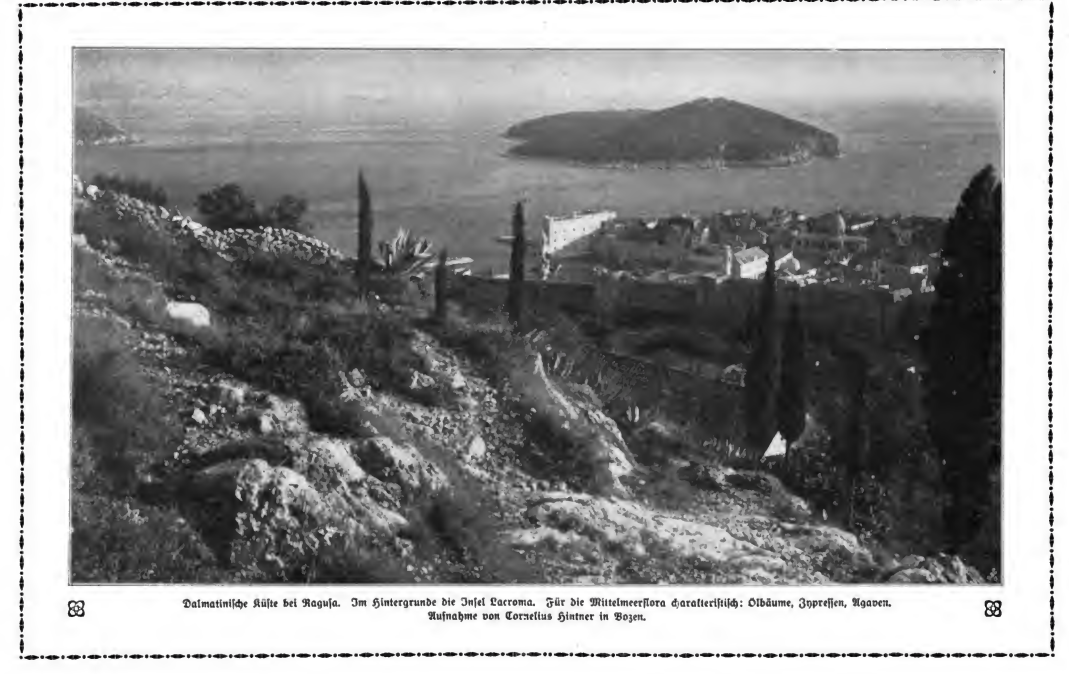
Ehemalige Eisbedeckung in Europa (nach Penck).

Staub kann nur dort wieder zur Ablagerung gelangen, wo er durch Pflanzen festgehalten wird; namentlich den Grasfluren kommt in dieser Hinsicht große Bedeutung zu. Der Schlamm der eiszeitlichen Gletscherflüsse Europas ist aus deren Überschwemmungsbetten weit hinausgeweht worden, und festgehalten durch die spärliche Vegetation der Berghänge, ist er auf diesen als Löß zur Ablagerung gelangt. Mächtige Lößmassen begleiten den Saum der skandinavischen Vergletscherung quer durch Deutschland und treten in der Nachbarschaft der Flüsse entgegen, welche durch die eiszeitlichen Alpengletscher gespeist wurden, namentlich an der Rhone, am Rhein und an der Donau. In der Nähe von Wien ummänteln sie ganze Berge, in den Gebirgen rings um das ungarische Tiefland füllen sie stellenweise kleine Talbecken aus, weite Flächen decken sie im südlichen Rußland. Ähnlich ist das Auftreten großer Lößmassen in China beiderseits des Hoangho, in der Mitte Nordamerikas in der Nähe des Zusammenflusses von Missouri und Mississippi; wie im südlichen Rußland finden sich Lößdecken in den Pampas von Argentinien.

Als Staub, verweht von den Gebieten starker Windwirkungen und festgehalten in deren Umgebung durch Pflanzen, ist der Löß ein ungemein leicht bewegliches Gestein, das leicht vom Wasser zerschnitten werden kann. Wo die Höhenverhältnisse dies erlauben, wird er von tiefen, steilwandigen Schluchten durchsetzt, die namentlich in China große Verkehrshindernisse sind. Die lockere Lagerung seiner einzelnen Staubteilchen ermöglicht leicht, Höhlungen in ihn einzuarbeiten, deren Dach dank seiner gleichmäßigen Struktur ebenso leicht hält, wie seine Wandungen stehen. Sowohl in China wie auch in Ungarn sind daher nicht selten Höhlenwohnungen im Löß angelegt. Dieser ist vermöge seiner physikalischen Beschaffenheit und Zusammensetzung aus unverwitterten Materialien allenthalben ein ganz ausgezeichneter Ackerboden und wird, wo er an Gehänge gelagert ist, wegen der Bodenkultur künstlich terrassiert. Abb. 107 zeigt uns eine derartige Lößlandschaft aus dem nördlichen China; die tieferen Gehängepartien sind mit Löß überkleidet; soweit er reicht, erstrecken sich die künstlichen Terrassen.

Einfluß des Klimas auf die Gestalt der Landoberfläche. Unsere Darlegungen lassen erkennen, daß die feinere Skulptur der Landoberfläche ganz wesentlich vom Klima abhängt. Wir können unterscheiden: 1) humide (feuchte) Gebiete, beherrscht von der gestaltenden Tätigkeit des rinnenden Wassers; das sind Gebiete, in denen der Niederschlag die Verdunstung überwiegt und Wasser abrinnt; 2) aride (trockene) Gebiete, in denen mehr verdunstet als regnet, wo daher das rinnende Wasser immer nur zeitweilig und örtlich in Wirksamkeit tritt, wo also wegen der herrschenden Trockenheit der Wind die vornehmste bodengestaltende Kraft ist; 3) glaziale Gebiete, welche der erodierenden und anhäufenden Tätigkeit des Eises unterworfen sind. Die Grenzen dieser drei Gebiete greifen auf das mannigfachste ineinander ein. Die Abschmelzgebiete der Gletscher reichen aus dem Bereiche des glazialen Klimas, wo mehr Schnee fällt, als geschmolzen werden kann, in das humide Klima hinein und entziehen hier ausgedehnte Flächen der Tätigkeit der Flüsse; andererseits unterwerfen jene Flüsse, welche aus den humiden Gebieten heraus in die ariden fließen, hier ausgedehnte Strecken der Wasserwirksamkeit. In solchen Grenzzonen vergesellschaften sich die bodengestaltenden Wirksamkeiten glazialer und humider, sowie humider und arider Länder, es werden die Eiswirkungen jäh von Wasserwirkungen abgelöst, oder diese kommen neben ariden Erscheinungen vor.

Die Grenzen glazialer, humider und arider Gebiete greifen aber nicht bloß räumlich ineinander ein, sondern liegen auch zeitlich nicht fest. Während des Eiszeitalters lag die Schneegrenze auf der gesamten Erde 1000 bis 1500 m tiefer, als unsere Tabelle auf S. 163 angibt. Infolgedessen waren in polnahen Gebieten, wo heute die Schneegrenze bereits sehr tief liegt, sehr beträchtliche Landmassen vereist, die es heute nicht sind, und welche auch vorher nicht vergletschert gewesen waren. Die Eiswirkung knüpfte hier an die Werke der Flußwirkungen an und modifizierte sie. Der gesamte Kreis von Folgeformen des Wassers spielte während der Eiszeit hier die Rolle von Urformen gegenüber den Wirkungen des Eises. Umgekehrt knüpft gegenwärtig das rinnende Wasser hier an die vom Eise gezeitigten Formen an. Wo die alten Tallandschaften, wie in den Alpen, durch die Gletscher nur verhältnismäßig unbedeutend verändert worden sind, findet es seine alten Bahnen leicht wieder; es schüttet die übertieften Täler sowie die darin eingesenkten Seen zu und zerschneidet deren Riegel, so daß sie bald verschwinden müssen. Anders in jenen Flachlandgebieten, wo die alten Formen durch



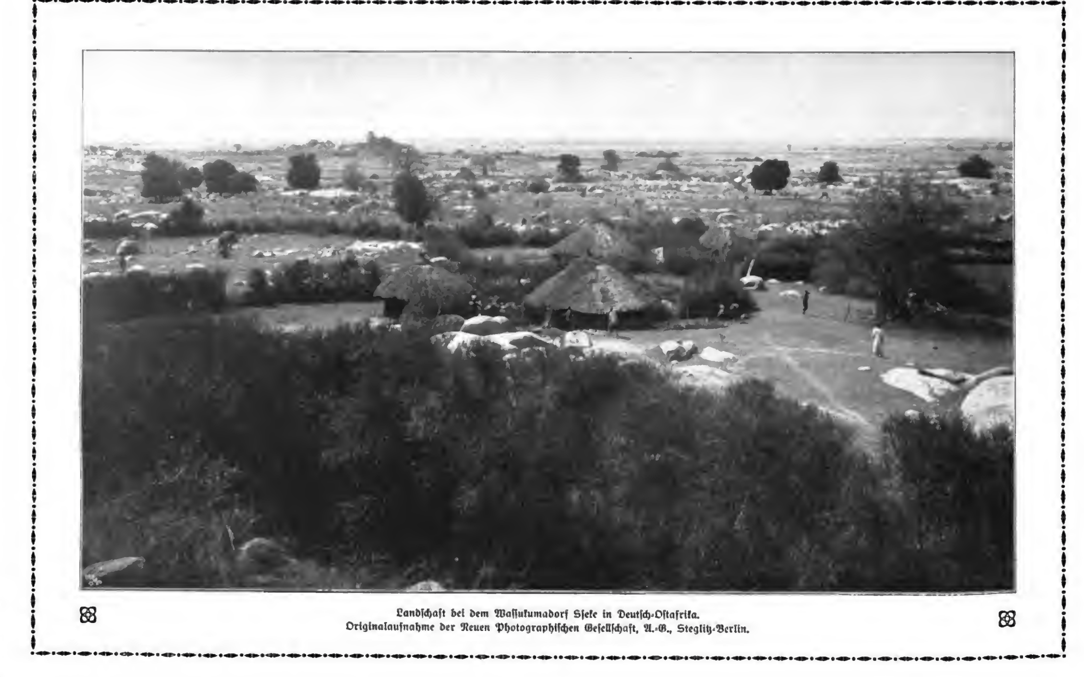
Dalmatinische Küste bei Ragusa. Im Hintergrunde die Insel Lacroma. Für die Mittelmeerflora charakteristisch: Ölbäume, Zypressen, Agaven.
Aufnahme von Cornelius Hintner in Bozen.



Steilufer der Wolga bei Turbino. Erosionserscheinungen im Löß und darunter lagerndes Diluvium. Strandlinien der bei Hochwasser um 12–15 m höheren Wolga. Aufnahme von Prof. Dr. R. Credner (Geograph. Gesellschaft in Greifswald).



Victoria in Kamerun. Aufnahme von Prof. Dr. C. Apstein in Kiel.



Landschaft bei dem Wassukumadorf Sseke in Deutsch-Ostafrika.
Originalaufnahme der Neuen Photographischen Gesellschaft, A.-G., Steglitz-Berlin.

Probe der Abbildungen.



Lichter Eucalyptuswald mit Graswuchs (Savanne) und Cycas media. Queensland, Distrikt Cairns.
Aufnahme von Dr. E. Pritzel in Großlichterfelde.

Druck von Velhagen & Klasing in Bielefeld.

III. Die Erdoberfläche.

Von Prof. Dr. Albrecht Penck.

1. Allgemeiner Überblick.

Wasser- und Landflächen. Ein Blick aus der Ferne auf die Erdoberfläche läßt einen großen Gegensatz in deren Beschaffenheit erkennen, welcher auf allen Gesamtdarstellungen der Erde, z. B. auf den Karten der westlichen und östlichen Halbkugel (Andrees Handatlas S. 3 und 4) in die Augen fällt. Große zusammenhängende Flächen werden vom Wasser eingenommen, kleinere vom festen Lande gebildet. Jenes waltet entschieden vor; von den 490 Mill. qkm der bekannten Erdoberfläche entfallen nur 135,8 Mill. qkm, nämlich 27,7 % auf das Land, der Rest von 354,2 Mill. qkm, nämlich 72,3 % gehört der großen zusammenhängenden Fläche des Weltmeeres an. Letztere ist also 2,6 mal so groß als die des Landes. Hierbei sind etwa 4 Mill. qkm in der Umgebung des Nordpols und ein viermal größeres Gebiet rings um den Südpol außer Betracht geblieben. Nach Nansens Entdeckungsfahrt müssen die unbetretenen arktischen Gebiete im wesentlichen dem Meere angerechnet werden; dagegen ist es wahrscheinlich, daß die antarktischen Länder, welche im Laufe des 19. Jahrhunderts entdeckt worden sind, den Saum eines größeren, mutmaßlich zusammenhängenden Landkomplexes darstellen, dessen Flächeninhalt sich auf 8—9 Mill. qkm belaufen kann. Hiernach wäre die gesamte Landfläche der Erde auf 144 Mill. qkm zu veranschlagen, ihr würde eine mehr als 2,5 mal größere Wasserfläche von insgesamt 366 Mill. qkm gegenüberstehen. 28,2 % der Erdoberfläche wären Land, 71,8 % Wasser. Wir gehen daher nicht weit fehl, wenn wir das Land zu rund 28 %, das Weltmeer zu 72 % der Erdoberfläche veranschlagen.

Die Verteilung des Wassers und Landes über die Erdoberfläche ist recht unregelmäßig. Schon ein Blick auf die westliche und östliche Halbkugel lehrt, daß letztere weit landreicher als erstere ist; daß ferner nördlich vom Äquator weit mehr Land liegt, als südlich davon. Stellt man einen Globus derart auf, daß auf der einen Halbkugel möglichst viel Land, auf der anderen möglichst viel Wasser zu liegen kommt, so erhält man auf der einen Halbkugel 120 Mill. qkm = 48 % Land, auf der anderen gegenüberliegenden einschließlich der gemutmaßten Südpolarländer 24 Mill. qkm = 9 % Land. Das nordwestliche Frankreich, speziell ein Punkt 120 km südwestlich von Paris ist der Pol der Landhalbkugel; der der Wasserhalbkugel liegt nördlich der Antipodeninsel, bei den Bountyinseln im Pazifischen Ozeane. Die Nebenkärtchen auf S. 3 u. 4 von Andrees Handatlas zeigen die Land- und Wasserhalbkugel, nebenstehende Zeichnungen veranschaulichen das Verhältnis von Wasser und Land auf verschiedenen Halbkugeln (vgl. Abb. 62—66).

Weltmeer und Landinseln. Die große Wasserfläche auf der Erde ist zusammenhängend und tritt als ein einheitliches Ganzes entgegen, nämlich als Weltmeer oder Ozean. Die Landflächen bilden in ihm Inseln von mehr oder weniger bedeutender Ausdehnung. Zwei von ihnen heben sich besonders hervor, auf der östlichen Halbkugel die der alten Welt, Europa, Asien und Afrika umfassend, auf der westlichen die der neuen Welt, aus Nord- und Südamerika bestehend. Beide umschließen bereits fast 87 % des bekannten Landes. Neben ihnen gibt es noch drei Inseln von über 1 Mill. qkm, nämlich das mutmaßlich zusammenhängende Südpolarland Antarktika, Australien und Grönland; alle übrigen Inseln sind beträchtlich kleiner und umfassen trotz ihrer großen Zahl nur wenig mehr als 6 % der ganzen Landfläche. In bezug auf ihre Anordnung stellen sie sich gleichsam als Trabanten der größeren dar und beschränken sich auf deren Nachbarschaft dermaßen, daß die Entfernung zwischen zwei benachbarten Landflächen in der Regel unter 500 km bleibt und sich nicht über 1000 km erhebt. Eine Ausnahme hiervon machen lediglich zahlreiche, aber stets kleine Eilande, die über den Ozean verbreitet sind und sich sowohl durch ihre Anordnung und geringe Größe, wie auch durch ihre einförmige Zusammensetzung in auffälligen Gegensatz zu den größeren Inseln stellen. Sie sind kleine Aufragungen aus dem Ozeane, ozeanische Inseln, die anderen, größeren

Inseln hingegen bilden durch ihr geselliges Auftreten und ihre Anordnung ein Ganzes, den Kontinentalblock.

Der Kontinentalblock. Der Kontinentalblock hat etwa die Gestalt eines Sternes, welcher den Nordpol umgibt und seine Strahlen südwärts entsendet. Der eine Strahl, die beiden Amerika umfassend, löst sich früher los als die beiden anderen, welche in Europa und Asien noch weit vereinigt bleiben, und dann erst in Afrika und Australien sich voneinander trennen. Zwischen den beiden südlichen Spitzen des Sternes schalten sich die bislang nur dürftig gekannten Länder in der Umgebung des Südpoles ein, welche höchst wahrscheinlich den Küstensaum eines eigenen Erdteiles bilden (vgl. hierzu die Nebenkärtchen auf S. 3 u. 4 von Andrees Handatlas). Durch diese dreifache Zuspitzung des Kontinentalblockes nach Süden, die auch sonst in den Umrissen seiner einzelnen Teile mehrfach hervortritt, wird die große zusammenhängende Fläche des Weltmeeres in drei große Gebiete gegliedert, welche den Namen von Ozeanen tragen, nämlich den Atlantischen, Indischen und Pazifischen Ozean, welch letzterer

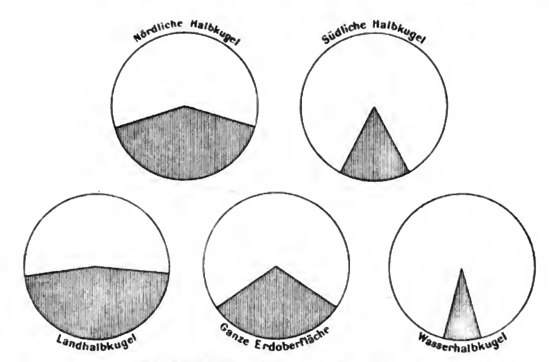


Abb. 62—66. Flächenverhältnis von Wasser und Land.
(Die Landflächen sind schraffiert.)

von den deutschen Seeleuten auch Südsee geheißen wird. Von diesen drei Ozeanen dringen Ausläufer in den Kontinentalblock ein, seine einzelnen Strahlen in seiner gesamten Breite ganz oder nahezu durchsetzend oder nur randlich zerfransend. Im ersteren Falle spricht man von großen Mittelmeeren, im letzteren von kleinen Mittelmeeren und Randmeeren.

Durch die großen Mittelmeere wird der Kontinentalblock in einzelne, scharf geschiedene Teile zerlegt. Ein Mittelmeer, das arktische, liegt mitten im Stern des Landes und scheidet die neue Welt von der alten; das ist das Arktische Mittelmeer oder das Nördliche Eismeer. Drei weitere Mittelmeere dringen in die drei Strahlen des Sternes ein und trennen sie ganz, wie z. B. im Falle Australien, oder nur teilweise, wie Afrika und Südamerika, vom übrigen Lande los. Auf diese Weise wird der Kontinentalblock in einzelne Erdteile zerlegt. Es gibt deren streng genommen sechs, nämlich Europa-Asien, Afrika, Australien, Nordamerika, Südamerika und Antarktika. Jedoch ist es herkömmlich geworden, die große Landfläche von Europa-Asien oder Eurasien in zwei Erdteile zu zerlegen, die man am natürlichsten durch eine Linie voneinander trennt, welche vom Schwarzen Meere, dem letzten Ausläufer des Mittelmeeres, zum Obischen Golfe verläuft, den das Nördliche Eismeer südwärts erstreckt, und unterwegs den größten Binnensee der Erde, das Kaspische Meer, berührt. Praktisch wird die Grenze zwischen Europa und Asien gewöhnlich dort gezogen, wo das europäische Rußland gegen das asiatische administrativ geschieden wird. So geschieht es auch hier.

Die Erdteile und ihre Gliederung. Jeder Teil des großen Kontinentalblockes besteht aus einem großen zusammenhängenden Stücke Land, das meist ein Teil einer der großen Weltinseln, in einem Falle (Australien) auch eine solche selbst ist. Dieses Festland wird von weiteren zum Erdteile gehörigen Inseln umgeben und seinerseits durch Ausläufer des Meeres gegliedert. Zwischen denselben streckt es Vorsprünge ins Meer hinaus, die, wenn sie größerenteils von letzterem umgeben sind, Halbinseln heißen. Die Inseln und Halbinseln betrachtet man als Glieder eines Erdteiles, den Rest von dessen Fläche als seinen Rumpf.

Die Art und Weise, wie die Glieder und der Rumpf zusammentreten, ist für jeden Erdteil charakteristisch, und wird am besten durch die Landkarte veranschaulicht. Bemerkenswert ist, daß die nördlichen Erdteile reicher gegliedert sind als die südlichen. Insbesondere haben sie viel größere Halbinselflächen als die letzteren, und auch ihr Inselreichtum ist größer als der der südlichen Erdteile, Australien ausgenommen. Wir veranschaulichen diese Tatsache durch folgende Zusammenstellung; dazu bemerken wir jedoch, daß über die Abgrenzung von Rumpf und Halbinselgliedern die Meinungen nicht unerheblich auseinandergehen, weswegen

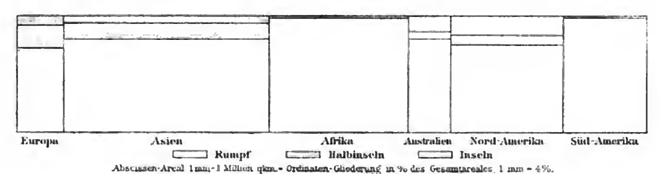


Abb. 67. Gliederung der Erdteile.

wirklich scharf gefaßte Zahlenwerte für die Gliederung nicht gegeben werden können. In folgender Tabelle, deren Inhalt in Abb. 67 graphisch dargestellt wird, sind die Halbinselflächen für die sechs besser bekannten Erdteile in mäßigem Umfang in Rechnung gezogen.

Erdteil	Flächeninhalt qkm	Rumpf	Halbinseln	Inseln	Glieder
		in % der Gesamtfläche			
Europa	9 986 000	73	19	8	27
Asien	44 181 000	80	14	6	20
Afrika	29 822 000	98	—	2	2
Australien	8 898 000	80	5	15	20
Nordamerika	24 056 000	75	8	17	25
Südamerika	17 783 000	99	—	1	1

Eine weitere bemerkenswerte Eigentümlichkeit in der Gliederung der Landflächen ist die, daß die Halbinseln sich größtenteils gleich den Spitzen des Kontinentalblockes nach Süden richten, während sich umgekehrt Spitzen und Golfe des Ozeans nordwärts erstrecken. Hand in Hand hiermit geht das Vorwalten der Nordwest- und Nordostrichtung in den Umrissen von Wasser und Land.

Küstenentwickelung der Festländer. Infolge ihrer Gliederung erhalten die Festländer eine viel größere Küstenlänge, als sie geringstenfalls haben könnten. Dies Verhältnis, die sogenannte Küstenentwickelung, läßt sich ziffernmäßig ausdrücken. Jedoch ist zu beachten, daß man die Küstenlänge eines Festlandes sehr verschieden lang erhält, je nachdem man sie auf Karten größeren oder kleineren Maßstabes ermittelt. Wieviel mehr gewunden erscheint beispielsweise die Küste Skandinaviens auf der Karte S. 108/109 von Andrees Handatlas als auf der Darstellung der Osthalbkugel S. 4! Die in folgender Tabelle mitgeteilten Küstenlängen der einzelnen Festländer sind unter absichtlicher Vernachlässigung kleiner Krümmungen auf Karten gleichen Maßstabes gemessen worden, sie sind daher unter sich vergleichbar, geben aber bei weitem nicht die Länge der wirklichen Wassergrenzen. In Abb. 68 werden sie

graphisch durch die Höhe von Rechtecken dargestellt, deren Fläche proportional dem Flächeninhalt der Länder ist. Die der Breite dieser Rechtecke entsprechende Größe wird als mittlere Breite der Festländer neben der Küstenentwickelung in der folgenden Tabelle angeführt.

Festland	Flächeninhalt qkm	Küstenlänge km	Küsten-entwickelung	Mittlere Breite km
Europa	9 219 000	37 900	3,55	243
Asien	41 480 000	69 900	3,19	594
Afrika	29 205 000	30 500	1,64	958
Australien	7 601 000	19 500	2,01	390
Nordamerika	19 982 000	75 500	4,86	264
Südamerika	17 629 000	28 700	1,96	614

Vorstehende Zahlen bringen den auffälligen Gegensatz zwischen den Nord- und Südfestländern deutlich zum Ausdruck. Während die Küstenlinien von Asien, Europa und Nordamerika 3—5 mal so groß sind, als sie geringstenfalls sein könnten, sind die der Südfestländer Afrika, Südamerika und Australien höchstens doppelt so lang, als im Minimum. Die Nordfestländer sind viel stärker gelappt als die Südfestländer. Sie sind verwickelter gestaltete Flächen von schlankerer Gestalt, die Südfestländer sind gedrungener. In nachstehender Tabelle geben wir noch die entsprechenden Werte für eine Reihe von Inseln, um zu zeigen, in welcher Weise sie von den Arealen derselben abhängen.

	Flächeninhalt qkm	Küstenlänge km	Küsten-entwickelung	Mittlere Breite km
Alte Welt	79 904 000	138 000	4,74	579
Neue Welt	37 611 000	104 000	4,98	361
Australien	7 600 000	19 500	2,01	390
Grönland	2 158 000	— [1]	—	—
Neuguinea	785 000	8 250	2,64	95
Borneo	734 000	5 920	1,95	124
Baffinsland	606 000	— [1]	—	—
Madagaskar	592 000	4 900	1,79	121
Sumatra	421 000	4 700	2,04	90
Hondo	224 000	5 160	3,07	44
Großbritannien	218 000	4 460	2,69	49

Meerfernen der Festländer. Die Auflösung des Landes in einzelne Inseln bringt den überwiegenden Teil seiner Fläche in die Nähe der See. Man hat im Durchschnitte von beliebigen Punkten des Landes nur einen Weg von rund 560 km zum nächsten Punkte der Küste, während dann, wenn das Land eine einzige zusammenhängende Fläche von kreisförmigem Umrisse bilden würde, man im Mittel 2400 km zurückzulegen hätte, so viel, wie bei der bestehenden Anordnung des Landes von dessen meerfernstem Punkt — die Gegend nördlich Urumtschi in der Dsungarei (Andrees Handatlas S. 138) — bis zum Meere. Nachfolgende Tabelle gibt die Gebiete der einzelnen Festländer an, welche in bestimmten Entfernungen vom Meere gelegen sind, zugleich mit ihren mittleren und größten Meerfernen. Bei Ermittelung der in ihr enthaltenen Daten ist dem Ermessen des Einzelnen kein Spielraum gelassen; es wohnt ihnen daher größerer Wert inne, als den Werten für die Gliederung und Küstenentwickelung.

Nord-Amerika
Asien
Europa
Afrika
Süd-Amerika
Australien

Küstenlängen (Ordinaten) und mittlere Breiten (Abscissen) in gleicher Grösse 1 mm = 400 km.

Abb. 68. Küstenlängen und mittlere Breiten der Erdteile.

[1] Die Küsten dieser Inseln sind noch nicht völlig erforscht, weswegen ihre Längen nicht angegeben werden können.

Auf die Inseln der Erdteile hier einzugehen, lohnt nicht, da in keiner das Land dem Meere weiter als 500 km entrückt ist.

Festland	Es liegen Prozente der Fläche in Kilometern Entfernung vom Meere						Mittlere	Größte
	0 bis 250	250 bis 500	500 bis 1000	1000 bis 1500	1500 bis 2000	2000 bis 2500	Meerferne in km	
Europa	51	23	19	7	—	—	342	1550
Asien	29	16	23	17	11	4	770	2400
Afrika	23	19	31	23	4	—	674	1800
Australien	43	29	28	—	—	—	352	920
Nordamerika	41	23	26	9	1	—	442	1650
Südamerika	31	22	31	16	—	—	543	1600
Alles bekannte Land	37	19	24	14	5	1	561	2400

Wert der Angaben über Gliederung usw. Den in den drei vorstehenden Tabellen niedergelegten ziffernmäßigen Werten über die Gliederung, Küstenentwickelung und Meeresferne der einzelnen Erdteile ist vielfach weitergehende Bedeutung, namentlich in bezug auf die Rolle zugeschrieben worden, welche die einzelnen Erdteile im Leben des Menschen auf der Erde spielen. Muß im allgemeinen wohl auch zugestanden werden, daß ein Land um so leichter von der See zugänglich ist, je mehr gegliedert es ist, je reicher seine Küste entwickelt ist und je geringer seine mittlere Meerferne ist, so kann doch im einzelnen Falle die Oberflächengestalt die Vorteile wett machen, welche der Verlauf der Küstenlinie darbietet. Eine Gebirgskette kann das Binnenland von der benachbarten Küste völlig scheiden und es in bezug auf seinen Verkehr einer weit entfernten zuweisen, wie dies z. B. mit den Ländern am Ostabfalle der Anden der Fall ist. Auch in klimatischer Hinsicht ist die Meeresnähe nicht immer vorteilhaft; gewisse Stellen der Westküsten der Festländer erscheinen unmittelbar neben dem Meere als Wüsten, und dort, wo in höheren Breiten das Meer gefriert, werden alle Begünstigungen der Küstenlage zeitweilig oder dauernd aufgehoben. Die angegebenen Zahlen sind keinesfalls Wertmesser der Erdteile für die menschliche Kultur. Auch kann es nicht als ein besonderer Vorteil angesehen werden, daß Europa inmitten der Landhalbkugel gelegen ist, da der Seeweg durch das Nördliche Eismeer durch dessen Eisbedeckung gehemmt ist.

Senkrechte Gliederung der Erdkruste. Flachsee und Tiefsee. Das Auftreten von Meer- und Landflächen auf der Erdoberfläche ist die Folge von großen Unregelmäßigkeiten in ihrer äußeren Gestalt. Die Meere erfüllen ausgedehnte Vertiefungen der Erdkruste, die Länder sind Aufragungen derselben. Jedoch fällt die Grenze von Wasser und Land nicht genau mit den Grenzen der Erhabenheiten und Vertiefungen zusammen. Der Saum der großen Erhabenheiten ist noch vom Meere überflutet, sowie in einem übervollen Teller der Rand noch benetzt wird. Wenn man sich von den Küsten seewärts entfernt, bemerkt man in der Regel, daß die Tiefen zunächst nur ganz langsam zunehmen, bis sie dann mit einem Male wachsen. Jetzt erst ist man über dem eigentlichen Abfalle des Landes nach den großen „abyssischen" Tiefen des offenen Ozeans, bis dahin hatte man nur seichtes Wasser. Es ist seit langem bekannt, daß sich die obere Kante der Steilabfälle vielfach in etwa 200 m Tiefe findet, bis dahin rechnet man die Flachsee, deren Ausdehnung auf den Karten in Andrees Handatlas durch helle blaue Töne angegeben ist. Was tiefer ist, wird gemeinhin Tiefsee genannt.

Die ozeanischen Steilabfälle. Ingressions- und Transgressionsmeere. Der unterseeische Abfall von der Flachsee bis zu den abyssischen Tiefen des Ozeans vollzieht sich stellenweise mit ganz außerordentlicher Steilheit; an der Westküste von Marokko z. B. mit einem Winkel von 33°, das ist der Abfall eines Hochgebirgsgipfels, bis dann Tiefen von 2000—3000 m erreicht werden, hierauf wird der Meeresboden wieder eben. Diese großen ozeanischen Steilabfälle umziehen nahezu ununterbrochen den gesamten Kontinentalblock und lassen ihn in bezug auf die Höhenentwickelung der Erdkruste als ein einheitliches zusammengehöriges Ganzes erscheinen. Seine randlich überfluteten Teile werden neuerlich Kontinentalschelf genannt. In ihn sind ferner da und dort, bald randlich, bald quer hindurch einzelne Partien tief eingesunken. Diese großen Vertiefungen werden in der Regel von tiefen Meeren eingenommen, welche nur über eine verhältnismäßig seichte Schwelle hinweg mit dem durch die Steilabfälle scharf umrandeten Becken des offenen Ozeans zusammenhängen. Das

sind die Ingressionsmeere, denen alle vier großen Mittelmeere sowie zahlreiche Randmeere, wie z. B. alle die an der Ostseite Asiens gelegenen angehören. Die Transgressionsmeere hingegen stellen nur eine seichte Überflutung des Kontinentalschelfs dar, sie gehören ganz zur Flachsee, wie z. B. die Nordsee, die nördliche Adria, das Persische Meer. Sie finden sich sowohl in Mittel- wie in Randmeeren, begleiten aber auch unmittelbar den Saum des Ozeans, wie namentlich an den Südspitzen von Südamerika, Afrika und Vorderindien.

Mittlere Erhebungsverhältnisse. Im Durchschnitt beläuft sich die Tiefe des Weltmeeres, soweit es bekannt ist — und Lotungen erstrecken sich gegenwärtig über nahezu alle Meere mit Ausnahme des Antarktischen — auf 3680 m, die der offenen Ozeane ist beträchtlicher, nämlich 4000 m, die der großen Mittelmeere 1310 m, die der kleinen Mittelmeere 176 m, die der Randmeere 970 m. Die mittlere Erhebung des bekannten Landes beläuft sich auf 710 m; die der einzelnen Erdteile hat folgende Werte:

Europa	300 m	Asien	940 m	Nordamerika	730 m
Afrika	670 m	Australien	360 m	Südamerika	580 m

Denken wir uns den Kontinentalblock völlig abgetragen, und mit seinem Materiale die abyssischen Tiefen verschüttet, so bleibt die also eingeebnete Erdkruste 2400 m unter dem Meeresspiegel. Bei Bestimmung dieses mittleren Krustenniveaus ist das in bezug auf seine Höhenverhältnisse nahezu unbekannte Südpolargebiet mit der mittleren Höhe des übrigen Landes in Rechnung gezogen. Über dem Mittelniveau liegen etwa 220 Millionen qkm, darunter etwa 290 Millionen qkm; eine halbe Milliarde Kubikkilometer, rund $^{1}/_{2000}$ des Erdganzen, müßte bewegt werden, um diese großen Unebenheiten auszugleichen.

Senkrechter Aufbau der Erdkruste. Hochland und Tiefland. Der tafelartige Charakter des Kontinentalblockes und die Ebenheit der abyssischen Tiefen kommt deutlich in den Arealen zum Ausdruck, welche für die einzelnen Höhenstufen der bekannten Erdoberfläche ermittelt worden sind. Sie werden graphisch in nebenstehender Zeichnung als hypsographische Kurve der Erdkruste wiedergegeben. Dieselbe zeigt einen stufenförmigen Verlauf. Die obere Kante der Stufe liegt in 200 m Tiefe; darüber befindet sich nahezu ein Drittel ihrer Erstreckung, entsprechend einem Drittel der Erdoberfläche, das ist die Oberfläche der Kontinentaltafel; ihre untere, minder deutlich ausgeprägte Kante liegt 2—3000 m unter dem Meeresspiegel, und darunter erstreckt sich mehr als ihre Hälfte, entsprechend mehr als der Hälfte der Erdoberfläche, dem Boden der Tiefsee oder den abyssischen Gebieten. Nur $^{1}/_{7}$ ihrer Länge liegt über dem Stufenabfall (Abb. 69). Die auf den Karten so auffallende Grenze von Wasser und Land ist in der Kurve kaum markiert. Sie liegt an deren ebenster Stelle. Genau ebenso nämlich wie von der Küste an der Meeresboden sich sehr allmählich senkt, so steigt von ihm auch das Land zunächst sehr sanft an. Sein bis 200 m Höhe ansteigender Teil wird gewöhnlich als Tiefland dem Reste, dem Hochlande gegenübergestellt. Er wird auf den Karten gleich der Flachsee häufig eigens hervorgehoben, wie z. B. durch grüne Farbe auf den Planigloben-Karten in Andrees Handatlas S. 3 und 4. Während aber die Flachsee jäh an die Tiefsee grenzt, verläuft das Tiefland vielfach ganz allmählich in das Hochland, und ist in der Natur deswegen schwer abzugrenzen.

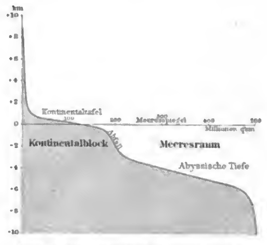


Abb. 69. Hypsographische Kurve der Erdkruste.

Isostasie. Wie groß auch die Erhabenheiten der Erdkruste im Kontinentalblocke und ihre Vertiefungen in den ozeanischen Räumen sind, so herrscht doch zwischen ihnen ein gewisses Gleichgewicht. Es wird dadurch hergestellt, daß die hohen Partien der Erdkruste leicht, die niederen hingegen schwer sind. Man kann die hoch und tief gelegenen Teile der Erdkruste daher vergleichen mit Brettern von verschieden schwerem Holze und gleicher Dicke, welche auf dem Wasser schwimmen; die aus schwerem Holze sinken tiefer ein als die aus leichtem bestehenden. Man kann die Kruste aber auch vergleichen mit einem zu einem überall gleich dicken Kuchen ausgewalzten Teige, welcher verschieden stark aufgegangen ist, hier hoch empor-

quoll, während er dort sitzen blieb. Wie dem auch sei, die großen Unebenheiten der Erdkruste stehen, wie die Schweremessungen durch Pendelbeobachtungen lehren, mit ihrer verschiedenen Beschaffenheit in inniger Beziehung. Den Zustand, in dem sie sich befinden, nennt man Isostasie. Ganz vollkommen ist allerdings diese Isostasie nicht. Sie gilt nur von größeren Gebieten, und nicht von kleineren Flächen. Letztere sind bald zu schwer, bald zu leicht, der Überschuß oder das Manko ihres Gewichtes wird durch ihre Starrheit auf größere Flächen verteilt. Man kann sich dies veranschaulichen, wenn man sich die Bretter, mit denen wir vorhin die Erdkruste verglichen, noch stellenweise belastet oder entlastet denkt. Wir geben in Abb. 70 eine Darstellung des isostatischen Gleichgewichtes der vier Schollen A, B, C, D. Sie ragen um so höher auf, je leichter, d. h. je weiter schraffiert sie sind. Die Unebenheiten ihrer Oberfläche, der Wechsel von Berg und Tal bleiben dabei außer Betracht.

Formenreichtum der Erdoberfläche. Neben den großen Zügen in der Verteilung von Wasser und Land, die wir eben als Folge sehr großer Unebenheiten kennen gelernt haben, bemerken wir noch zahlreiche andere kleinere Unebenheiten, sowohl auf dem Lande als auch auf dem Boden des Weltmeers. Auf dem Lande haben wir Gebirge und Ebenen, Seen, Meeresbuchten usw., welche das Geländebild unserer Landkarten zu einem so reichhaltigen machen. Alle diese einzelnen Formen werden nach oben hin durch Böschungen begrenzt, welche mehr oder weniger steil gegen den unter dem Lande fortgesetzt gedachten Meeresspiegel oder Meeresniveau geneigt sind. Man hat es da mit einer Menge von Übergängen zu tun zwischen den kaum merklich, aber doch allenthalben geneigten Ebenen, zwischen den sichtlich geneigten Abdachungen, zwischen den Abfällen, deren Anstieg fühlbaren Kraftaufwand erheischt und zwischen den schwer ersteiglichen Wänden. Nur ausnahmsweise hängen letztere über und zwar stets nur auf bescheidene Strecken und geringe Beträge. Ebenso sind höhlenförmige Einstülpungen der Erdoberfläche gleichfalls nur Ausnahmen, die sich ebenfalls stets in engen Grenzen halten. Daß man bei den mannigfachen Störungen im Schichtbau der Erdkruste nicht häufiger derartige überhängende Formen und Hohlräume findet, hängt mit der geringen Festigkeit ihrer Materialien zusammen. Dieselben können kein Gewölbe von größerer Spannweite bilden und keine weithin überhängende Formen: Die Gewölbe stürzen ein und die Überhänge brechen ab.

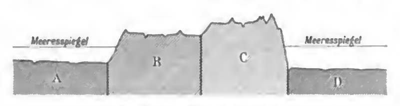


Abb. 70. Isostatisches Gleichgewicht.

Die vier Abstufungen in der Steilheit der Böschungen, die wir gemacht haben, bringen in erster Linie relative Verschiedenheiten im Grade ihres Anstiegs zum Ausdruck. Ihre absoluten Grenzen sind unsicher und sehr schwankend. In vorzugsweise ebenem Lande gilt manches schon als Abdachung, was in unebenem noch als Ebene bezeichnet wird. Im hügeligen Lande spricht man von Abfällen, die nicht steiler sind als Abdachungen im Hochgebirge. Sehr freigiebig ist man in der Regel mit dem Ausdruck „Wand“ und vergißt dabei, daß wirkliche unersteigliche Wände nur höchst selten auftreten und dann auch nicht einmal auf größere Strecken wirklich senkrecht abfallen.

Durch das Zusammentreten verschieden steil geneigter Böschungen wird der ganze Formenreichtum der Erdoberfläche gebildet. Bald hat man es mit sehr ausgedehnten, sanft ineinander verfließenden Abdachungen zu tun, bald mit einem Wechsel von Abdachungen und Abfällen. Eine steilere Böschung, welche sich weithin zwischen zwei sanfteren erstreckt, nennen wir eine Stufe. Sie zerfällt in den eigentlichen, sehr selten wandförmigen Stufenabfall, der sich mittelst seines Fußes von der tiefer gelegenen sanften Abdachung, mittelst seiner Stirn von der höher gelegenen sanften Abdachung absetzt. Eine wenig geneigte Abdachung zwischen zwei einander zugekehrten Stufenabfällen nennen wir einen Boden, eine Abdachung auf der Höhe zwischen zwei entgegengesetzten Stufenabfällen Hochfläche oder Plateau; Stufenflächen sind die sanften Abdachungen, die sich zwischen zwei in gleicher Richtung abfallende Stufen erstrecken: sie sind wie die Stufen einer Treppe angeordnet. Firste nennen wir Linien, von denen zwei Abdachungen in entgegengesetzter Richtung abfallen, Talungen jene anderen Linien, in denen sich zwei gegeneinander geneigte Abdachungen schneiden. Böschungen, die voneinander abgewandt sind, umgrenzen Erhabenheiten oder Vollformen; zwischen einander zugewandten

Böschungen liegen Vertiefungen oder Hohlformen. Vollformen und Hohlformen wechseln häufig regelmäßig miteinander ab und verursachen den regelmäßigen Wechsel von Berg und Tal; seltener treten sie vereinzelt auf. Nach ihrer Ausdehnung kann man größere und kleinere Voll- oder Hohlformen unterscheiden. Die größeren nennt man wohl auch Großformen, die kleineren Kleinformen. Auch dieser Unterschied der Größe ist ein durchgreifender, doch zeigt sich, wie wir sehen werden, daß in der Regel die Großformen auf andere Weise entstanden sind als die Kleinformen. Die Großformen sind gewöhnlich durch Bewegungen der Erdkruste gebildet, die Kleinformen in die Großformen eingeschnitten oder ihnen aufgesetzt durch die mannigfaltigen, an der Erdoberfläche wirkenden Kräfte. Auf der Landoberfläche ordnen sich die zahllosen vorhandenen Böschungen zu größeren zusammenhängenden Böschungssystemen zusammen, die sich in der Regel nach dem Weltmeer hin senken.

Fast vier Fünftel (77,9 %) der Landoberfläche dachen sich zum Ozeane hin ab, wenig mehr als ein Fünftel (22,1 %) nach verschiedenen, inmitten des Landes gelegenen Zentren. Das Vorwiegen der ozeanischen Abdachung veranschaulicht uns klar, welch großen Anteil die Flüsse an der Ausgestaltung des Landes haben. Am Meeresboden fehlen, soweit unsere Kenntnisse reichen, so große zusammenhängende Böschungssysteme, wie wir sie auf dem Lande kennen.

Darstellung der Formen. Der Umstand, daß die Erdoberfläche fast ausnahmslos aus Böschungen zusammengesetzt wird, ermöglicht ihre Darstellung auf den Landkarten. Unter jedem Punkte des Landes findet sich nur je ein Punkt des unter dem Lande fortgesetzt gedachten Meeresspiegels, und ebenso liegt über jedem Punkte des Meeresbodens nur je ein Punkt des Meeresspiegels, d. h. man kann also die Erdoberfläche auf dem Meeresspiegel abbilden. Alle unsere Landkarten sind Abbildungen des Landes oder des Meeres im Niveau des Meeresspiegels. Man stellt die Abweichungen, welche die Böschungen des Landes oder Meeresbodens von jenem aufweisen, in verschiedener Weise dar. Entweder verbindet man die gleich hoch über dem Meere gelegenen Orte durch Linien gleicher Höhe oder Isohypsen, oder man zeichnet die Richtungen ein, nach welcher sich das Land abböscht, nämlich die Gefällslinien. Das zwischen zwei bestimmten Isohypsen gelegene Gebiet pflegt man durch eine bestimmte Farbe zu kolorieren und erhält dann Höhenschichtenkarten, aus welchen man für jeden Punkt der Erdoberfläche die Meereshöhe innerhalb gewisser Grenzen entnehmen kann. Die Gefällslinien macht man um so dicker, je steiler sie verlaufen; man nennt sie Schraffen. Sie gewähren ohne weiteres Vorstellungen von der Steilheit des Landes, aber ermöglichen nicht die Meereshöhe einzelner Orte zu entnehmen. Die Karte der Landhöhen und Meerestiefen (Andrees Handatlas S. 3/4) zeigt Isohypsen und durch verschiedenes Kolorit die zwischen verschiedenen Isohypsen gelegenen Höhen- und Tiefenstufen der Erdoberfläche, während die Schraffen namentlich auf Spezialkarten angewendet werden, so z. B. auf der Karte des Riesengebirges (Andrees Handatlas S. 47 Nbk.), des Harzes (Andrees Handatlas S. 54 Nbk.), des Rheingaus (Andrees Handatlas S. 62 Nbk.). Bei solchen Karten größeren Maßstabes sind die Schraffen ein ausgezeichnetes Mittel, um die kleinen Formen der Erdoberfläche zur Darstellung zu bringen; bei Karten kleineren Maßstabes, wie den meisten Übersichtskarten der Erdteile, dienen sie mehr dazu, die großen Formen zu zeigen, und ihre Dicke stellt dann in der Regel den Betrag der Abfälle, nicht mehr genau deren Steilheit dar.

Der Meeresspiegel, in welchen man die Unebenheiten des Landes durch Schichtlinien oder Schraffen zur Darstellung bringt, ist seinerseits keine Ebene, sondern bildet eine kugelähnliche Fläche, die man, wenn man sie in einer Karte auf einer ebenen Fläche wiedergeben will, nach bestimmten Regeln auf die Ebene übertragen, d. h. projizieren muß. Je nach der gewählten Art der Übertragung erscheint das Gradnetz unserer Karten verschieden. Die Wissenschaft, welche sich mit der Abbildung der gewölbten Kugeloberfläche auf einer ebenen Papierfläche beschäftigt, ist die Projektionslehre; die Darstellung der Unebenheiten des Landes und des Meeresbodens in der Ebene heißt „Geländedarstellung“.

2. Der Formenschatz der Erdoberfläche und seine Entstehung.

Wesen der Formen. Die Formen der Erdoberfläche lassen sich nicht in der Weise beschreiben, daß man sie mit gewissen geometrischen Figuren vergleicht. Wohl spricht man dann und wann von einer Bergpyramide oder einem Bergkegel, ohne damit jedoch sagen zu

wollen, daß der Berg nun wirklich eine Pyramide oder ein Kegel sei. Zu einem tieferen Verständnis der Formen gelangt man erst, wenn man nicht bloß ihre äußere Gestalt, sondern auch ihren inneren Inhalt in den Kreis der Betrachtung zieht und untersucht, in welcher Beziehung die Formen zum Schichtbau der Erdkruste stehen. Aber auch dann darf man sie nicht bloß als etwas Vorhandenes betrachten, sie sind vielmehr etwas Gewordenes, und wir erhalten ein volles Verständnis ihrer äußeren Gestaltung wie auch von ihren gegenseitigen Beziehungen, indem wir ihren Entwickelungsgang kennen lernen. Dazu ist unerläßlich, daß wir die Kräfte ins Auge fassen, welche die Erdoberfläche fortwährend umgestalten: Ihrem Gegeneinanderwirken danken wir den Formenschatz der Erdoberfläche.

Die Zusammensetzung der Erdkruste aus verschiedenen Gesteinen ist bei unserer Betrachtung in erster Linie zu Rate zu ziehen. Wir unterscheiden zweierlei Gesteinsarten. Die einen sind geschichtet und erweisen sich als Absätze in früheren Meeren oder Seen oder als Ablagerungen von Flüssen und anderen Transportmitteln auf der Erdoberfläche, wie solche Ablagerungen heute noch auf der Erdoberfläche gebildet werden. Das sind die Schichtgesteine; sie sind dadurch entstanden, daß Schicht auf Schicht gebreitet wurde, jede Schicht war einmal ein Stück Oberfläche der Erde, meist am Meeresboden, seltener am Lande. Andere Gesteine haben Ähnlichkeit mit Laven, welche die heutigen Vulkane liefern, und sind durch frühere vulkanische Tätigkeit aus der Tiefe gefördert worden. Das sind die Massengesteine. Neben den gewöhnlichen Schicht- und Massengesteinen gibt es noch weit verbreitete Gesteine, welche in bezug auf ihre Zusammensetzung den Massengesteinen ähnlich, dabei auch sich in ähnlicher Weise in Lagen sondern, wie die Schichtgesteine, jedoch sind diese Lagen meist nicht wahre Schichten, sondern Erscheinungen, die durch Druck entstanden sind. Man spricht daher nicht von Schichten, sondern von Schieferung. Das sind die kristallinischen Schiefer. Sie entstammen der Urzeit der Erdgeschichte, und man nennt sie daher auch Ur(archaische)-Gesteine. Die gewöhnlichen Schichtgesteine sind abgelagert in Zeiten, in welchen die Erde bereits mit Lebewesen bevölkert war, auf Grund von deren fortschreitender Entwickelung man ein Altertum, Mittelalter und eine Neuzeit der Erdgeschichte unterscheidet, die man als paläozoisches, mesozoisches und känozoisches Zeitalter bezeichnet. Die Massengesteine sind teils vom Alter der kristallinischen Schiefer, teils von dem der gewöhnlichen Schichtgesteine. Die drei großen Hauptabschnitte (oder Ären) der Erdgeschichte, denen die Schichtgesteine entstammen, zerfallen wiederum in einzelne Perioden, welche in recht willkürlicher Weise meist nach Gebieten benannt wurden, wo man ihre Ablagerungen zuerst näher kennen lernte, oder nach Gesteinen, die sich stellenweise, aber keineswegs immer in jenen Ablagerungen finden, wie z. B. die Schreibkreide. Es ergibt sich danach folgende Einteilung der Erdgeschichte.

I. Urzeit oder Archaische Ära.

II. Altertum oder Paläozoische Ära.
- a. Kambrische Periode,
- b. Silurperiode,
- c. Devonperiode,
- d. Karbonperiode,
- e. Dyas- oder Permperiode.

III. Mittelalter oder Mesozoische Ära.
- f. Triasperiode,
- g. Juraperiode,
- h. Kreideperiode.

IV. Neuzeit oder Känozoische Ära.
- i. Tertiärperiode, zerfallend in die Eocän-, Oligocän-, Miocän- und Pliocän-Epoche,
- k. Quartärperiode.

Die geschichteten Gesteine befinden sich nur selten noch in ihrer ursprünglichen Lagerung, sondern sind vielfach gestört. Sie lagern nicht mehr, wie bei ihrer Entstehung, ziemlich allgemein horizontal, sondern sind aufgerichtet und besitzen dann eine bestimmte Neigung, die man durch ihr Fallen und Streichen mißt. Die Fallrichtung ist diejenige, in welcher ein Wassertropfen auf einer Schichtfläche abfließen würde. Die Streichungsrichtung verläuft senkrecht dazu und gibt die Richtung an, nach welcher hin die Schicht sich fortsetzt.

Über die verschiedenen Arten von Schichtstellungen und ihre Ursachen wird im folgenden gesprochen werden.

Die geologischen Karten stellen die Zusammensetzung der Erdkruste in der Weise dar, daß sie die gleichalterigen Schichtgesteine unbekümmert um ihre Beschaffenheit und Entstehung zu bestimmten „Formationen" zusammenfassen, die jeweils einem Abschnitte der geologischen Geschichte, einer Periode oder dem Teile einer solchen, nämlich einer Epoche, entsprechen. So bilden z. B. auf der geologischen Karte von Mitteleuropa (Andrees Handatlas S. 37/38) die weiße Schreibkreide auf der Insel Rügen, der Quadersandstein der Sächsischen Schweiz, und die als Flysch bezeichneten mergeligen Sandsteine der nördlichen Ostalpen die obere Kreideformation, ebenso die auf dem Lande abgelagerten „Keuper" — Mergel und Sandsteine — von Franken und die im Meere entstandenen Kalke der nördlichen Kalkalpen die obere Triasformation. Dagegen werden die Massengesteine vielfach ganz unabhängig von ihrem Alter je nach ihrer Zusammensetzung zu Gruppen vereinigt. Die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Gesteine werden auf der geologischen Karte nicht eingezeichnet; so ist z. B. die Triasformation in Franken flach gelagert, während sie in den Ostalpen große Schichtstörungen erfahren hat. Auf den hier stattgefundenen Zusammenschub kann man jedoch daraus schließen, daß hier verschiedene Formationen in schmalen Streifen nebeneinander auftreten, während umgekehrt die breiten Flächen der Triasformation in Südwestdeutschland sowie des Eocäns und Oligocäns in Nordfrankreich flache Schichtlagerung verraten. Doch zeigt sich auch stellenweise, daß Formationen, die weithin ununterbrochen sich erstrecken, wie das Devon im Rheinischen Schiefergebirge und das Eocän der Karpathen, sehr verwickelte Lagerungsverhältnisse besitzen.

Gestaltende Vorgänge: Die exogenen Vorgänge. Die Ausgestaltung der Erdoberfläche ist das Werk zweier Gruppen gegeneinander wirkender Kräfte, von welchen die einen Unebenheiten schaffen, während die anderen letztere auszugleichen und die Erdoberfläche einzuebnen trachten. Die *einebnenden* Kräfte sind in ihrer Wirkung sehr anschaulich. Wo wir auch eine Erhebung auf dem Lande antreffen, da nagen Kräfte an ihr. Wer je im Hochgebirge unter einer Felswand gestanden hat, weiß, wie häufig von ihr einzelne Gesteinstrümmer herabfallen, jedes einzelne bewirkt eine Minderung ihrer Höhe und fördert ihre Abtragung. Nicht selten lösen sich größere Partien einer Felswand plötzlich los und bewegen sich als **Bergsturz** abwärts, wodurch das Aussehen ganzer Gebirgspartien oft merklich geändert wird. Jeder Gebirgsbach bringt Schutt mit sich, er frachtet die Trümmer der Berge talwärts und arbeitet dadurch an ihrer Abtragung. In gleicher Weise wirken die Gletscher, sie schleppen oft sehr beträchtliche Gesteinsmassen mit sich, welche die fortschreitende Abtragung ihrer Umgebung anzeigen. Endlich fegt der Wind über das Gebirge und weht oft einen förmlichen Gesteinshagel zu Tal. Was sich so im Hochgebirge eindrucksvoll geltend macht, findet aber auch an jeder einzelnen noch so unbedeutenden Erhebung des Landes statt. Alle Flüsse führen Geröll oder wenigstens Sand an ihrem Boden mit sich und Schlamm trübt ihr Wasser. Alles dies wird abwärts geführt, meist dem Meere zu, oder dorthin, wo der Fluß in trockenen Gebieten versiegt. Allgemein herrscht auf dem Lande ein Abwärtswandern von Gesteinstrümmern, bald in raschem Sturze, bald im langsamen Kriechen, hier im schnellen Rollen des Flusses, dort im langsamen Schieben des Gletschers, oder schwebend im Wasser oder der Luft. Das Ziel dieser Wanderung sind die Vertiefungen der Erdoberfläche, in letzter Linie die Meeresräume. Hier werden die gestürzten oder abgebrochenen, geschobenen, gerollten oder schwebend verfrachteten Gesteinstrümmer abgelagert und bilden neue Schichten. Es ist der Zug der Schwere, welchem diese Bewegung folgt. Sie wird wesentlich von der Sonnenwärme gefördert, welche die Luft in Bewegung setzt und den Wasserdampf, der Flüsse und Gletscher speist, aus dem Meere hebt. Deswegen spricht man auch von *exogenen*, d. h. außenbürtigen Vorgängen.

Diese exogenen Vorgänge bewirken im wesentlichen eine Zertrümmerung der festen Erdkruste und einen Transport ihrer Trümmer. Die erstere wird vor allem durch die *Verwitterung* besorgt, der *Transport* erfolgt durch die großen Bewegungen der Luft, des Wassers und des Eises, welche auf der Erdoberfläche stattfinden. Dabei wird die Kruste selbst abgenutzt. Es werden Furchen eingeschnitten, erodiert, deren Wände durch *Abbruch* zerstört werden.

Die Wirkung der Verwitterung trifft man allenthalben auf dem Lande an. Man kann sie insbesondere an Bauwerken verfolgen, wo Säulen und Gesimse, trotzdem sie aus festem

Gestein hergestellt sind, vielfach abbröckeln und abbrechen. Schon häufiger und jäher Wechsel der Temperatur genügt, um das Gefüge der festen Gesteine zu lockern und Scherben von denselben abzusprengen. In den Wüstengebieten der Erde ist z. B. der Boden stellenweise mit zerborstenen Gesteinsstücken förmlich übersät; sowohl beim Eintritt der Tageshitze als auch namentlich bei dem der nächtlichen Abkühlung hört man daselbst oft ein donnerartiges Geräusch, verursacht durch das Zerspringen von Gesteinen. Allgemein ist bekannt, wie solche durch den Frost leiden. Das in die feinsten Poren eingedrungene Wasser dehnt sich beim Gefrieren aus und zersprengt selbst den festesten Fels. Die Bauern Livlands sprengen große Gesteinsblöcke dadurch, daß sie dieselben anbohren, das Bohrloch mit Wasser füllen, dann fest verschließen und das Gefrieren abwarten, wodurch der Block wie durch Pulver zerteilt wird. Hand in Hand mit diesen mechanischen Wirkungen gehen chemische. Das in den Boden eindringende Regenwasser greift die meisten Gesteine an. Es löst die einen unmittelbar oder mit Hilfe eines geringen, nie fehlenden Gehaltes an Kohlensäure, und bewirkt chemische Veränderungen in anderen. Lang anhaltende Tätigkeit der Verwitterung hat zur Folge, daß sich die Gesteine mit einem Mantel von Verwitterungsprodukten umhüllen. Bei der mechanischen Verwitterung besteht derselbe in der Regel aus eckigem Schutt, bei der chemischen Verwitterung aus lehmartigen Gesteinen. Der Lehm unserer Länder ist ein wasserhaltiges Tonerdesilikat mit einigem Eisengehalt, der Laterit der Tropen wasserhaltige Tonerde mit oft sehr reichem Eisengehalt, das ihn rot färbt, sowie beigemengten Sandkörnern. Die Polarregionen und die Gebirge der Erde, wo die Temperatur häufig um den Frostpunkt schwankt und daher die mechanische Verwitterung sehr stark ist, sind Schuttländer, ebenso die Wüstengebiete, wo der Temperaturwechsel zwischen Tag und Nacht ein sehr jäher ist. Lehmländer sind die meisten regenreichen Gebiete der gemäßigten Breiten, mit Ausnahme derjenigen, in welchen vormals Vergletscherungen stattgefunden haben, wie z. B. in Nordeuropa und dem nördlichen Nordamerika. Lateritländer im besonderen sind die regenreichen tropischen Gebiete.

Die Massentransporte und Erosion. Die von der Verwitterung gelockerten Gesteinspartikel bleiben nicht immer am Orte ihres Entstehens liegen. Lösen sie sich von steilen Wänden ab, so fallen sie von selbst zur Tiefe; entstehen sie auf sanfter geneigten Böschungen oder Ebenen, so werden sie meist von den Bewegungen der Luft, des Wassers oder des Eises ergriffen, welche die starre Erdkruste gleichsam umspülen. Geht ihr Weg dabei zwar im wesentlichen abwärts, so ist doch seine Erstreckung in der Horizontalen gewöhnlich vielmals größer. Sie begleiten die strömenden Massen, bewegt durch deren Stoßkraft. Dabei fortwährend aneinander sich reibend, werden sie verkleinert und schließlich in Staub aufgelöst. Am anschaulichsten ist dies bei den Flüssen: sie rollen den losen Schutt, den sie antreffen, ab, verkleinern ihn erst zu Sand und dann zu Schlamm. Ebenso schleifen die Gletscher das Geschiebe, das sie mit sich schleppen, mehr und mehr schließlich zu feinem Pulver ab. Gleiches geschieht auch mit den Materialien, die der Wind weit verweht. Der Hauptsache nach geschieht dieser Transport auf der starren Erdkruste selbst, an Stellen, wo regelmäßige Transporte stattfinden, also in den Betten von Flüssen und von Gletschern, wird sie ebenso abgenutzt, wie das verfrachtete Material; es werden in ihr gleichsam Geleise ausgefahren. Diesen Vorgang nennt man Erosion. Die so entstandenen Furchen sind verschieden je nach dem Widerstande des Materiales, in das sie eingeschnitten wurden, als auch nach der Kraft, die sie schuf. Wir können Fluß-, Gletscher- und Windwerke scharf voneinander trennen.

Flußwirkungen. Kein Massentransport auf der Erdoberfläche ist umfangreicher als der der Flüsse, die wir in den verschiedensten Erscheinungsweisen auf der Landoberfläche kennen: als kleine Bäche oder als riesige Ströme, in unserem Klima jahraus jahrein fließend, in vielen Ländern nur während der Regenzeit oder nur nach Regengüssen Wasser führend. Die Flüsse bilden ein förmliches Geäder auf dem Lande. Kleinere Nebenflüsse fließen den größeren Hauptflüssen zu, diese ergießen sich in das Meer oder in Binnenseen oder versiegen in trockenen Ländern. Das Gebiet, das ein Fluß entwässert, ist sein Flußgebiet, die Fläche, die an einer bestimmten Stelle eines Flußlaufes von diesem entwässert wird, deren Einzugsgebiet. Wasserscheiden sind die Grenzen der einzelnen Flußgebiete. Diese Wasserscheiden darf man sich nicht überall als scharf ausgeprägte Linien denken, nur die Grate des Hochgebirges sind solche; sehr vielfach verläuft die Wasserscheide auf ganz ebenem Lande und stellt sich als ein breiter Streifen dar, auf dem das Wasser über die einzuschlagende Richtung noch unschlüssig ist. Bereits das

abfließende Regenwasser ergreift die feinen erdigen, durch die Verwitterung gelockerten Bodenbestandteile und nimmt sie mit sich, was man nach heftigen Regengüssen vielfach wahrnehmen kann. Dadurch bewirkt es eine Abspülung der von ihm überrieselten Gehänge und legt hier fortwährend von neuem die unverwitterten Gesteinspartien bloß, eine Tatsache, welche den Landmann zu der landläufigen, aber unrichtigen Vorstellung führt, als ob die Felsen in dem Acker wüchsen. Die also namentlich durch das abfließende Regenwasser bewirkte ständige Entblößung des Landes von seinen Verwitterungsprodukten ist Denudation genannt worden; doch wird letztere vielfach auch durch ein langsames Herabkriechen des gewöhnlich durchfeuchteten Verwitterungsmateriales an den Gehängen bewirkt. In den Flüssen selbst erfolgt der Gesteinstransport in dreierlei verschiedener Weise, nämlich in Gestalt 1. von Geröllmassen am Boden des Flusses, 2. von schwebenden Bestandteilchen, 3. von gelösten Bestandteilchen innerhalb der Wassermasse selbst. Die Sand- und Geröllmassen am Flußgrunde bilden hier die Sand- und Kiesbänke, welche ihre Lage nicht ständig beibehalten, sondern insgesamt talabwärts wandern, wobei die Gerölle abgenutzt und dadurch immer kleiner werden. Die schwebenden Bestandteile entstammen teils dem vom Regenwasser abgespülten Erdreich, teils entstehen sie bei der Abnutzung der Gerölle. Die gelösten Bestandteile rühren teils von der chemischen Verwitterung her und wurden den Flüssen durch die Quellen zugeführt, teils auch von der Lösung sehr feiner schwebender Bestandteile durch das Flußwasser selbst. Je größer ein Fluß ist, desto weniger Gerölle und Sand, desto mehr schwebender und gelöster Partikel verfrachtet er. Das Flußgerölle und der Flußsand sind die wirksamen Werkzeuge des Flusses bei der Erosion seines Bettes. Mit Hilfe derselben vermag er felsige Ufer zu unterwaschen und tiefe Löcher in seinem Bette auszustrudeln.

Durch ihre Fähigkeit zu transportieren und zu erodieren, vermögen die Flüsse nach bestimmten Gesetzen ihr Bett auszugestalten. Indem sie an steileren Stellen ihres Laufes erodieren, an sanfteren hingegen Gerölle ablagern, erlangen sie allmählich ein Normalgefälle, welches sich zwischen Ursprung und Ende allmählich verflacht, daher im allgemeinen einen parabelähnlichen Verlauf besitzt. Die steileren Partien dieses ihres Gefälles nennt man ihren Oberlauf. Hier findet meist lebhafte Erosion statt, Schiffahrt ist noch nicht möglich. Der mittlere Teil eines normal verlaufenden Flußgefälles heißt Mittellauf des Stromes. Erosion und Geröllablagerung halten sich hier die Wage, die Schiffahrt beginnt hier. Der flachste Teil eines normalen Flußgefälles wird als der Unterlauf bezeichnet. Hier entfaltet sich in der Regel eine stattliche Anhäufung von Sinkstoffen des Flusses, eine Akkumulation von Sand und Schlamm, welche häufig Gabelungen des Flusses verursacht. Nicht alle Ströme zeigen diese drei Abschnitte ihres Laufes in typischer Entwickelung. Viele Flüsse haben das Normalgefälle noch nicht erreicht, bei anderen ist es durch nachträgliche Eingriffe gestört worden. Dahin gehören namentlich die großen afrikanischen Flüsse, z. B. der Kongo, welcher im unteren Teile seines Laufes Stromschnellen, also Erscheinungen des Oberlaufes aufweist, während er in seinem mittleren Abschnitt so dahinströmt, wie sonst Ströme im Unterlauf. Bei solchen Strömen mit stufenförmigem Gefälle wechseln also Strecken mit Oberlauf- und Unterlaufeigenschaften mehrfach miteinander ab.

Wasserfälle und Stromschnellen sind Stellen, wo das Gefälle eines Flusses stufenförmige Absätze hat und es in kühnem Falle über eine Felswand oder in großer Geschwindigkeit über eine besonders steile Stelle seines Laufes dahinjagt. Beide Male kommt es zur Entfaltung großer lebendiger Kraft, welche an der Beseitigung des Falles arbeitet und diesen auch im Laufe der Zeit zum Verschwinden bringt. Die Erscheinung der Wasserfälle ist eine äußerst wechselvolle. Vielfach stürzt der Fluß über eine harte Felsbank hinweg, unter welcher minder widerständige Gesteine lagern. In letzteren strudeln seine am Fuße des Falles aufschlagenden Wassermassen ein tiefes Loch aus, welches sich unter die harte Bank ausdehnt und diese untergräbt, so daß sie nach und nach abbricht. So ist es beim berühmten Niagarafall (Andrees Handatlas S. 188), welcher infolge der geschilderten Vorgänge im Jahrhundert um 160 m aufwärts rückt. Eine tiefe Schlucht unterhalb des Falles bekundet, daß dies schon seit langer Zeit geschieht, und es wird anhalten, bis die harte Felsbank gänzlich durchsägt ist. Ähnlich liegen die Dinge bei den großen Fällen des Missouri bei Great Falls in Montana (Abb. 71, Andrees Handatlas S. 184). Fehlt das weniger widerstandsfähige Gestein am Fuße des Falles, so wird hier ein minder großes Loch ausgewaschen, und der Fall rückt weniger durch Untergrabung von unten aus aufwärts, als durch Abwaschung seiner

ganzen Höhe. Die Wasser schneiden in die Felsschwelle ein, drechseln die Einschnitte durch Wirbel aus und verwandeln sie in tiefere Kanäle, die sich mehr und mehr nach oben ausdehnen und schließlich den Fall zum Verschwinden bringen. Natürlich ist dazu viel Zeit nötig, und lange nachdem der Fall aufgehört hat, als solcher zu existieren, ist am Orte seiner Zerstörung die Wasserbewegung noch besonders rasch und überdauert ihn eine Stromschnelle. Die malerischen Fälle des Potomac oberhalb Washington (Andrees Handatlas S. 192) sind ein gutes Beispiel für den eben geschilderten Typus; der erste Katarakt des Nils bei Assuan ein solches für die Stromschnellen oder Katarakte. Nicht immer werden die Wasserfälle durch die Flußtätigkeit zerstört; wo sich, wie manchmal der Fall, Kalk aus dem Flußwasser ausscheidet, wachsen sie fort, indem das sie überspülende Wasser während des Falles Kalk absetzt. Dies gilt von den malerischen Fällen der Kerka in Dalmatien (Andrees Handatlas S. 77), von denen der Pliva bei Jaice in Bosnien (ebenda S. 78). Durch das Wachstum dieser Fälle werden die



Abb. 71. Die großen Fälle des Missouri in Montana. Links Regenbogenfall, 18 m hoch. (Zu Seite 131).

oberhalb befindlichen Flußstrecken aufgestaut und in Seen verwandelt. Solcher Entstehung sind die Plitvicer Seen in Kroatien (Andrees Handatlas S. 77).

Wasserfälle und Stromschnellen sind über die ganze Erde verbreitet. Am häufigsten sind sie aber im Gebiete der eiszeitigen Gletscher, welche das Land in eigener Weise ausgestalteten. Nach ihrem Schwinden haben die Flüsse noch nicht ein normales Gefälle herstellen können und bilden nun namentlich in Norwegen und Schweden, aber auch im nördlichen Nordamerika sowie in den Alpen zahlreiche Wasserfälle dort, wo die alten Gletscher stufenförmige Absätze herausgearbeitet oder alte Täler mit ihren Ablagerungen verbaut haben, so daß die Flüsse nach dem Schwinden des Eises nicht wieder ihren alten Lauf fanden. So ist beispielsweise der Rheinfall bei Schaffhausen entstanden, während die Krimler Fälle im Pinzgau (Andrees Handatlas S. 68) sich gleich den meisten norwegischen Wasserfällen an glaziale Stufen knüpfen. Eine große Anzahl von Wasserfällen findet sich am Saume der Kontinente; die erwähnten Fälle des Potomac gehören einer Linie von Wasserfällen an, die sich von Richmond bis Trenton (Andrees Handatlas S. 192) entlang der Ostküste von Nordamerika zieht. Bekannt sind die hierher gehörigen Stromschnellen und Fälle der afrikanischen und südafrikanischen Flüsse. Sie sind auf den Karten S. 159/160 und 195/196 von Andrees

Handatlas durch Querstriche in den Flußläufen angegeben. Aber auch Vulkangebiete und Karstländer sind reich an Wasserfällen.

Regel des Normalgefälles. Nimmt das Normalgefälle eines Flusses von der Quelle bis zur Mündung allmählich ab, so nimmt umgekehrt Breite und Tiefe der gewöhnlichen Flüsse entsprechend ihrer Wassermenge zu, und zwar scheint es, als ob bei normalem Gefälle das Produkt aus Wassermenge und Gefälle für gleich lange Strecken eine annähernd konstante Größe sei. Nach dieser Regel ist zu gewärtigen, daß jene Flüsse, die an Wasser verlieren, kein konstant abnehmendes Gefälle erlangen können.

Abbruch. Die Festigkeit der Gesteine, welche die Erdkruste zusammensetzen, ist eine begrenzte; sie können sich weder in weiten Bogen erhalten noch in steilen Wänden. Sind irgendwo tiefe und steile Furchen eingeschnitten worden, so ist dadurch deren Nachbarschaft untergraben, sie bricht ab. Dies geschieht manchmal ganz allmählich, indem ein Teilchen nach dem anderen infolge der Verwitterung abbröckelt, vielfach aber plötzlich, indem sich größere Partien gleichzeitig in Bewegung setzen, einen Bergsturz bildend. Dies geschieht, wenn das Gesteinsgefüge durch das Wasser gelockert worden ist, es rutschen die Gesteine auf schlüpfrig gewordener Unterlage aus, oder wenn infolge eines Erdbebens der letzte Halt zerstört wird. Nasse Jahre und Erdbebenperioden sind die eigentlichen Bergsturzzeiten. Es bedarf wohl keinerlei Erörterung, daß die Abbrucherscheinungen keineswegs bloß an die durch Massentransporte untergrabenen Partien geknüpft sind, sondern überall dort eintreten, wo steile Wände gebildet werden, z. B. durch Krustenbewegung (s. diese).

Der **Umfang der Massentransporte** auf der Erdoberfläche ist ein sehr bedeutender. Es dürften jährlich Hunderte von Kubikkilometern Gesteins in Bewegung sein. Wälzen doch die Wildbäche der Alpen nicht selten Gesteinsblöcke von 10—20 cbm zu Tal und befördern in wenigen Stunden Tausende von Kubikmetern Gestein abwärts, womit sie binnen kurzem ganze Dörfer überschütten oder „vermuhren". Näher unterrichtet sind wir nur über den Betrag der Schlammassen und gelösten Substanzen, welche die größeren Flüsse ins Meer schaffen. Sie erhellt aus nebenstehender Tabelle, in welcher zugleich berechnet ist, wie groß die dadurch bewirkte Abtragung ihres Gebietes ist.

	Jährlicher Schlamm-Transport in Millionen cbm	Jährlicher Transport an gelösten Teilchen in Millionen cbm	Jährliche Abtragung in Tausendstel Millimeter
Elbe	0,26	1,99	17
Rhein	1,69	5,6	41
Maas	0,10	0,45	27
Seine und Marne	0,16	0,69	20
Themse	0,02	0,15	17
Mitteleuropa	2,23	8,88	30
Rhone	2,94	2,85	143
Donau	34,19	15,25	61
Südeuropa	37,13	18,10	60
Südasien*)	619,70	108,42	220
Nil	20,65	6,51	13
Mississippi	146,95	41,97	60
Gesamtsumme	826,66	183,88	102

*) Indus, Ganges, Irawadi, Jangtse-Kiang.

Angenommen, daß die Abtragung der gesamten Erdoberfläche durch die Flüsse in dem Maße geschieht, wie es die in der Tabelle verwerteten Flußgebiete zeigen, so ergibt sich, daß insgesamt jährlich etwa 10 cbkm festes Gestein durch die Flüsse ins Meer geschüttet werden und daß in rund zehntausend Jahren das zum Meer hin entwässerte Land um 1 m erniedrigt wird. Diese Zahl ist eher zu groß als zu klein; denn in vorstehender Zusammenstellung fallen die wasserreichen Ströme Südasiens zu schwer ins Gewicht. Wenn wir ihnen nur das ihnen Zukommende beilegen, so finden wir, daß die Abtragung einer 1 m mächtigen Schicht vom gesamten Lande etwa zwölftausend Jahre benötigt, so daß unter Voraussetzung ihrer heutigen Tätigkeit die Flüsse fast neun Millionen Jahre brauchten, um das Land bis zum Meeresspiegel abzutragen.

Endogene Vorgänge. Krustenbewegungen. Es läßt sich leicht einsehen, daß der geschilderten Abtragung andere Kräfte entgegenwirken müssen, denn sonst hätte es bei dem hohen Alter der Erde längst zu einer Einebnung von deren Oberfläche geführt. Die Wirksamkeit dieser vom Erdinnern ausgehenden, daher als endogen bezeichneten Kräfte ist allerdings nicht so anschaulich, wie die der exogenen, und sie treten nur an wenigen Orten greifbar, dann aller-

dings in ganz bedeutendem Umfange entgegen. Nach Erdbeben zeigt sich dann und wann, daß ein Teil des Landes gehoben, ein anderer gesenkt worden ist. Dies geschah namentlich bei dem großen Erdbeben, welches am 28. Oktober 1891 die japanischen Provinzen Mino und Owari verheerte. Auf eine Strecke von 64 km ließ sich ein Bruch verfolgen, quer durch Gärten, über Straßen, Ebenen und Gebirge hinweg, welcher zwei gegeneinander verschobene, „verworfene" Teile der Erdoberfläche begrenzte. Auch beim Erdbeben von Balutschistan, am 20. Dezember 1892, und bei jenem vom 27. April 1894 in Lokris (Griechenland) zeigten sich solche „Verwerfungen" an der Oberfläche des Landes. Sehr ausgedehnt war die Verwerfung beim großen Erdbeben von San Francisco am 18. April 1906. Sie konnte von Point Arena bis zur Monterey-Bucht, 240 km weit, verfolgt werden, der westlich von ihr gelegene schmale Küstenstrich wurde durchschnittlich 2—3 m, stellenweise sogar 5 m gegenüber dem östlichen Lande nach Norden verschoben und mancherorts 1,3 m gehoben. Wie häufig Verwerfungen die Erdkruste betrafen, lehrt deren Struktur, die uns zahlreiche gegeneinander verworfene Schichten zeigt. Die Bewegungen der Erdkruste geschehen nicht bloß plötzlich, sondern oft auch unmerklich langsam, so daß man sie erst durch ihre Folgen gewahr wird. So sind mehrfach im Laufe der letzten Jahrzehnte Ortschaften, die früher im gegenseitigen Gesichtskreise lagen, voneinander nicht mehr sichtbar geworden, jedenfalls, weil das zwischen ihnen gelegene Land sich aufwölbte. Allerdings muß man in der Würdigung von Berichten über solche Vorgänge sehr vorsichtig sein. An den Küsten machen sie sich am deutlichsten empfindlich. In den letzten 200 Jahren z. B. hat sich das nördliche Schweden um mehr als 2 m gehoben, die Küste des Bottnischen Meeres ist zurückgewichen, Untiefen desselben sind zu Inseln geworden, Häfen sind trocken gelegt und Marken, die man im früheren Meeresspiegel anbrachte, liegen nun über demselben.

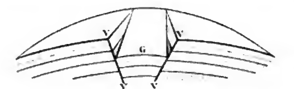


Abb. 72. Verbogenes Land mit Bruchstufen einen Graben (G) begrenzend, welcher längs Verwerfungen (VV) eingesunken.

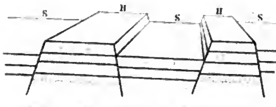


Abb. 73. Verworfenes Land. Senkungsfelder (Gräben, S) und Horste (H).

Die verschiedenen Arten von Krustenbewegungen oder tektonische Vorgänge führen sich teilweise zurück auf ganz allmähliche Änderungen in der Krümmung mancher Teile der Erdoberfläche, wobei dieselbe hier verstärkt, dort gemindert wurde. Bei solchen Verbiegungen der Erdkruste kommt es da und dort zum Brechen, eine Krustenpartie z. B. wölbt sich auf, die andere behält ihre Lage bei, sie werden durch eine Verwerfung (vergl. Abb. 72) voneinander getrennt, die so weit streicht, als die Bewegung der beiden Krustenpartien verschieden war. Manchmal zerbricht eine gebogene Partie ähnlich wie eine zu stark gekrümmte Fensterscheibe, und zerfällt dann in einzelne Schollen, die lediglich in der Senkrechten gegeneinander verworfen werden und dann verschiedene Höhenlagen zueinander einnehmen (vergl. Abb. 73). In allen diesen Fällen handelt es sich im wesentlichen um Bewegungen in der Senkrechten. Andere Krustenpartien haben offenbar unter einem starken seitlichen Drucke gestanden, der sie zusammenstaute, infolgedessen sie sich nicht bloß in der senkrechten, sondern auch in der horizontalen Richtung bewegten. Stellenweise legten sich Krustenpartien unter solch seitlichem Drucke in Falten zusammen, so etwa wie ein Tuch, das man von der Seite zusammenschiebt (vergl. Abb. 74). Jede Falte besteht aus einem Sattel oder Gewölbe (S) und einer benachbarten Mulde (M). Doch darf man sich die Falten der Erdkruste nicht so regelmäßig denken, wie die eines Kleiderstoffes. Je nach dem Grade der Zusammenpressung, welche das Gestein erlitten hat, stehen sie bald weiter, bald enger aneinander, bald senkrecht, bald liegen sie nach der einen Seite über und sind überkippt. Abbildung 96 S. 153 zeigt uns eine überkippte Falte des Säntisgebietes in der Schweiz. In der Regel liegen

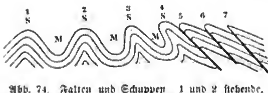


Abb. 74. Falten und Schuppen. 1 und 2 stehende, 3 und 4 liegende Falten; 5, 6 und 7 Schuppen. S Sättel oder Gewölbe; M Mulden.

benachbarte Falten nach ein und derselben Seite hinüber. Mit dem Überkippen der Falten ist häufig ihr Zerreißen verbunden. Die auseinander gerissenen Teile wurden dann wie Schuppen aufeinander geschoben. In jüngster Zeit ist man gewahr geworden, daß die Faltung vielfach nur Begleiterscheinung ganz großartiger Überschiebungen ist, durch welche nicht bloß die Schuppen übereinander geschoben worden sind, sondern große Massen als wahre Schubdecken über andere hinweg bewegt worden sind. Dies zeigt sich besonders deutlich in den Schweizer Alpen. Hier sind mächtige Decken von Süden über die nördlichen Ketten des Gebirges geschoben, so daß dieses weniger aus einzelnen Falten, denn aus übereinander geschobenen Decken verschiedener Herkunft besteht. Diese Decken lagern jedoch keineswegs immer horizontal, sondern haben auch ihrerseits eine leise Faltung erfahren. Wir geben in unserer Abb. 75 eine Darstellung der Struktur der Alpen zwischen Rheintal und Säntis, wie sie sich nach den neuesten Forschungen herausstellt.

3. Typen von Strukturformen.

Schollenländer. Die geschilderten Arten der Krustenbewegungen führen zur Entstehung verschiedener Strukturentypen der Erdkruste, die wir als Strukturformen oder tektonische Formen bezeichnen. Alles Land, das im wesentlichen in der Senkrechten bewegt worden ist, heißt Schollenland. Diese Bewegungen äußern sich in erster Linie in Verbiegungen. Sanft sich wölbende Schwellen, ebenso abfallende Niederungen sind ihr Werk. Führt die Verbiegung bis zum Bruche, so entstehen Steilabfälle auf der Erdoberfläche, welche allerdings kaum je die ursprüngliche Bruchfläche wahren, denn von dieser werden sich sofort Trümmer loslösen und sie abböschen. Immerhin aber wird der Abfall solcher Bruchstufen (Abb. 72) ein bemerkenswert steiler sein. Sie verknüpfen sich in der Regel mit den sanften, durch die Verbiegung der Kruste geschaffenen Abdachungen und umgrenzen mit ihnen keil- oder glacisähnlich oder pultförmig gestaltete Vollformen, wie eine solche z. B. im Sächsischen Erzgebirge vorliegt. Manchmal auch vergesellschaften sich zwei Bruchstufen miteinander und begrenzen eine zwischen ihnen gelegene tafelförmige Hochfläche, wie sie z. B. im Harze entgegentritt; oder sie umranden eine zwischen ihnen eingesunkene Bodenfläche, so wie die Bruchstufen, welche die Mittelrheinische Tiefebene zwischen Schwarzwald und Vogesen flankieren (Abb. 72). Derartige eingesunkene Streifen Landes werden Senkungsfelder, oder bei

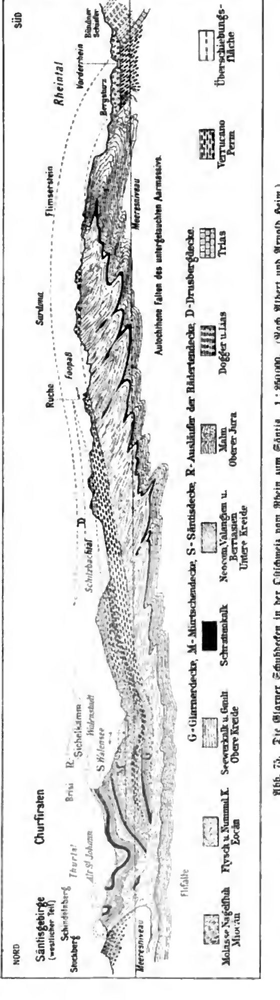


Abb. 73. Die Glarner Schubdecken in der Ostschweiz vom Rhein zum Säntis. 1 : 250000. (Nach Albert und Arnold Heim.)

länglicher Gestalt Gräben genannt, die zwischen Bruchstufen befindlichen Erhebungen hingegen Horste (vergl. Abb. 73).

Schwellen und Niederungen, Bruchstufen, Senkungsfelder und Horste treten nicht selten in einer gewissen regelmäßigen Vergesellschaftung über größeren Räumen der Erdoberfläche auf. Ein nicht seltener Fall ist der, daß der Scheitel einer größeren schwellenförmigen Aufwölbung einbricht, wodurch diese in zwei pult- oder keilförmig ansteigende Erhebungen zerlegt wird, zwischen welchen ein Graben verläuft. Schwarzwald und Wasgenwald mitsamt der zwischen ihnen befindlichen Mittelrheinischen Tiefebene, der Libanon und Antilibanon mit der zwischen ihnen befindlichen Ebene El Bikâ (Andrees Handatlas S. 142) sind gut gekannte einschlägige Beispiele. Bedeutungsvoller aber ist die Tatsache, daß dann und wann größere Gebiete der Erdoberfläche durch längere Zeit hindurch die Tendenz bewahren, ihre Wölbung zu verstärken. Bei ihrer Aufwölbung werden sie abgetragen, und zum Vorschein kommen sonst sehr tief gelegene Krustenpartien. Häufig aber führt die fortgesetzte Aufwölbung zum Bersten und Einbrechen der Schlußsteine. Alle diese Erscheinungen sind bezeichnend für die Massive. Sie sind unregelmäßig und manchmal nicht scharf umgrenzt, sie schwellen so zu beträchtlichen Erhebungen an und werden durchsetzt von unregelmäßig verlaufenden Bruchstufen, an deren Fuß sie beträchtliche Einsenkungen aufweisen. Die Erhebungen von Zentralfrankreich bilden insgesamt ein solches typisches Massiv (Andrees Handatlas S. 83 u. 84), das sich nach Nordwesten hin sanft abdacht, während es gegen Südosten steiler abfällt. In seiner Mitte zeigt es als Begrenzung einzelner Gebirge, wie der Monts du Forez, und einzelner Senkungsfelder, wie der Limagne, deutliche Bruchstufen. Ein zweites solches Massiv von Europa erstreckt sich über ganz Böhmen und die Nachbargebiete. Es ist südwärts durch Steilabfälle begrenzt, nach Norden dacht es sich im Erzgebirge sanft ab, aber an dessen Südfuße ist es eingebrochen. Das ist das boische Massiv. Man hat die Gesamterhebungen dieser Massive namentlich früher auch Plateaus genannt und ihre einzelnen Glieder Massengebirge; jedoch wird der Name Plateau auch in vielen anderen Bedeutungen gebraucht, so für die Hochfläche eines Berges (Dachsteinplateau) und Hochflächen ganzer Länder (Plateau von Anahuac).

Das Gegenstück zu den Massiven bilden die Gebiete, welche die anhaltende Tendenz zur Senkung bekunden. Es sind die großen Senken der Erde, deren Grenzen nicht selten ebenso unsicher wie die der Massive ist, die sich aber auch gelegentlich ungemein scharf gegen letztere absetzen. Tiefe Lage zeichnet in der Regel diese Senken ebenso aus, wie eine gewisse Erhebung die Massive. Sie stehen zu ihnen nicht selten in dem Gegensatz des tieferen Landes zum höheren. Sie sind seltener von Bruchstufen durchsetzt, dagegen sind sie dann und wann von Schwellen durchzogen. Das Norddeutsche Tiefland ist eine große Senke zwischen den Massiven von Böhmen und Skandinavien, ebenso Nordfrankreich eine solche zwischen den Massiven von Zentralfrankreich, der Bretagne und der Ardennen. Es heißt auch Pariser Becken, wie denn überhaupt viele Senken als Becken bezeichnet werden; jedoch wird letzteres Wort auch zur Benennung von Flußgebieten und kleinen, ganz unbedeutenden Hohlformen benutzt.

Rumpfschollen und Tafelschollen. Werden in den Massiven durch die Abtragung, welche infolge der anhaltenden Hebung des Landes in Wirksamkeit tritt, vielfach ältere Gesteine an die Oberfläche gebracht, so sind die Senken gewöhnlich durch das Auftreten jüngerer Ablagerungen ausgezeichnet. Man findet in den Senken zwischen den Massiven des mittleren Europa ausgedehnte flachgelagerte Schichten der mesozoischen Ära. Sie herrschen sowohl in Süddeutschland, wie auch im nördlichen Frankreich, während in den dazwischen befindlichen Massiven die Urgesteine zutage treten. Hier hat man es also mit dem Gegensatze von Schollen, bestehend aus Schichtgestein in den Senken und von solchen bestehend aus Urgestein oder paläozoischem Gestein in den Massiven zu tun. Die letzteren Schollen haben meist einen unregelmäßigen inneren Schichtbau. Ihr Material ist gewöhnlich stark zusammengestaut worden, aber oberflächlich sind sie gewöhnlich, bevor sie durch die Verwerfungen gegeneinander verschoben wurden, gänzlich abgetragen gewesen. Solch abgetragene Teile der Erdoberfläche werden wir noch als Rümpfe kennen lernen. Die Massive erscheinen hiernach gewöhnlich als Rumpfschollen, doch ist der Gegensatz zwischen solchen Rumpfschollen in den Massiven und den Schicht- oder Tafelschollen der Senken nicht allenthalben vorhanden; im Innern Asiens fehlen beispielsweise flachgelagerte Gesteine auf weite Entfernungen, und Massive wie Senken bestehen hier

in gleicher Weise aus Rumpfschollen. Für die weitere Ausgestaltung der Schollenländer ist der Gegensatz von Schichtschollen und Rumpfschollen von großer Bedeutung, da beide unter der Wirkung der Abtragung des Landes sehr verschiedene Formen annehmen. Im Deutschen Reiche sind Erzgebirge und Harz Rumpfschollengebirge; der Libanon und Antilibanon hingegen sind Schichtschollengebirge.

Ausgedehnte Teile der Landoberfläche liegen etwa mitten zwischen den Massiven und Senken und zeichnen sich in weiten Gebieten durch flache Lagerung ihrer Schichten aus, weswegen man sie auch Tafeln nennt. Die Tafeln werden in der Regel nur von unregelmäßigen Sprüngen durchsetzt, hier und da erhebt sich ein kleiner Horst aus ihnen oder ist ein Senkungsfeld in sie eingebrochen. Große Teile des europäischen Rußlands sowie von Nordafrika sind derartige Tafeln. Der große Kontinentalblock kann als riesiges Massiv und die



Abb. 76. Fladenlava von 1881 des Kilauea. (Zu Seite 138.)

abyssischen Räume als ungeheure Senken betrachtet werden. Sie sind die größten Voll- und Hohlformen der Erde, wenn auch keineswegs Gebilde einheitlicher Struktur.

Stauungszonen. Die seitlichen Zusammenpressungen der Erde, durch welche Schichten in Falten gelegt werden, oder einzelne Stücke schuppenförmig übereinandergepreßt werden, erfolgen in der Regel nur in schmalen Zonen, deren Längserstreckung der der Falten oder der der übereinandergeschobenen Schuppen entspricht. Wir nennen sie Stauungszone, weil hier die Erdkruste seitlich zusammengestaut ist. Die Bildung der Stauungszone kann unmittelbar zur Erhebung der zusammengepreßten Schichten und somit unmittelbar zur Gebirgsbildung führen. In vielen Fällen ging aber die Zusammenstauung in Einsenkungen der Erdoberfläche vonstatten und es sind die eingepreßten Schichten erst durch nachträgliche Hebung in ein Gebirge verwandelt worden. Ist in einer Auspressung der Zusammenschub ein mäßig großer, so daß mäßig steil stehende Falten hervorgehen, so entsteht ein Land mit einzelnen parallelen Rücken, von denen jeder einem Schichtsattel entspricht, während die dazwischen gelegenen Talungen den Schichtmulden folgen. Der Schweizer Jura (Andrees Handatlas S. 79) ist ein klassisches

Beispiel für eine derartige Entwickelung. Wenn hingegen die Zusammenpressung eine starke ist, so können die oberflächlich entstehenden Formen nicht mehr genau der Struktur entsprechen. Übergekippte Falten können sich auf der Erdoberfläche nicht halten, sie brechen notwendigerweise ein. Wahrscheinlich entspricht den übergekippten Falten und den Schuppen der inneren Gebirgsstruktur oberflächlich ein unregelmäßiges Relief einzelner bedeutender Erhebungen, daneben tiefe Einsenkungen, beides gestreckt in der Längsrichtung der Stauungszone. Ein derartiges Relief treffen wir beispielsweise bei der bätischen Cordillera im südlichen Spanien, nämlich der Reihe von Gebirgen, die von der Straße von Gibraltar nach dem Cabo de la Nao streichen (Andrees Handatlas S. 114/115). Aufpressungen und Einpressungen scheinen vielfach nebeneinander vorzukommen. Vor einer schmalen aufgepreßten Zone biegt sich gewöhnlich eine schmale Zone ein, und in diese gleiten die Massen hinein, die in der aufgepreßten Zone so hoch emporgehoben worden sind, daß sie sich nicht mehr halten können. Es findet ein Abrutschen statt, ähnlich



Abb. 77. Blocklava des Vesuvausbruches vom April 1906 in Boscotrecase.

dem der Schneedecke auf steil geneigtem Dache. Durch eine solche Annahme kann man sich die Entstehung der Schubdecken in den Alpen befriedigend erklären. Im weiteren Verlaufe der Entwicklung wurden dann der eingepreßt gewesene Streifen aufgepreßt, und vor ihm sank abermals eine Zone ein.

Vulkanische Erscheinungen. Neben den geschilderten vier Arten von Bewegungen der Erdkruste durch Verbiegung und Verwerfung, durch Faltung und durch Schollenschub machen sich an verhältnismäßig wenigen Orten, dort aber in sehr sinnfälliger Weise, auch Bewegungen des Erdinnern geltend. In den Vulkanen entquillt flüssiges Gestein, sog. Magma, dem Erdinnern und ergießt sich entweder als Lavastrom oder als Lavadecke weithin über das benachbarte Land. Manchmal ist die Lava ein vollständiger Schmelzfluß, welcher wie ein solcher fladenförmig, als Fladenlava erstarrt (vergl. Abb. 76), manchmal aber ist auch die Lava nur unvollkommen flüssig und bewegt sich, wie viele der Vesuvlaven, als ein Haufwerk von Blöcken als Blocklava (vgl. Abb. 77). Häufig ist die Lava reich an Gasen, welche aus ihr in förmlichen Schloten entweichen, dabei vulkanische Eruptionen im kleinen nachahmend. Es entstehen hierbei um den Mund des Schlotes herum Schlackenkegel, Hornitos genannt, welche kleine



Abb. 78. Hornitos und die Cinder Buttes in Idaho (Nordamerika).

Seitenstücke zu den größeren Vesuvkegeln bilden (vergl. Abb. 78). Nicht selten ist die Lava so reich an in ihr gelösten Gasen, daß sie beim Entquellen aus dem Erdinnern durch dieselben zerstäubt wird, so wie z. B. das Wasser in einer Sodawasserflasche beim plötzlichen Öffnen des Stöpsels durch die entweichende Kohlensäure. Die entweichenden Gase bilden schwere Wolken, aus denen die zerstäubten, in der Luft erstarrten Lavateilchen als vulkanischer Sand oder vulkanische Asche zu Boden fallen, währenddes zugleich sich flüssige Lava auf der Vulkanöffnung ergießt. Den ganzen Vorgang nennt man eine vulkanische Eruption, ein gewaltiges Naturschauspiel. Unsere Abbildung 79 stellt die letzte bedeutende Eruption des Vesuves dar.



Abb. 79. Der Ausbruch des Vesuv im April 1906, von Portici gesehen.

Die Öffnung des Vulkanes wird, wie es scheint, in der Regel durch eine großartige Explosion gebildet, durch welche ein wahrer Schußkanal durch die Erdkruste geschaffen wird. Gelegentlich hört die vulkanische Tätigkeit mit der Schaffung dieses Schußkanals auf, und seine Öffnung tritt dann als eine jähe Vertiefung in der Erdoberfläche entgegen. In feuchtem Klima füllt sich dieselbe mit Wasser; die Maare der Eifel (vergl. Andrees Handatlas S. 60, C. 5) sind derartige Explosionsöffnungen, an die sich weiter keine vulkanische Tätigkeit geknüpft hat. Dauert die vulkanische Tätigkeit an, so häufen sich um die ausgesprengte Öffnung herum in der Regel die herabgefallenen vulkanischen Sande und Aschen — im Neapolitanischen Rapilli oder Lapilli genannt — an, und es entsteht ein Berg, welcher, von der Ferne gesehen, die Form eines abgestumpften Kegels hat, in dessen Mitte sich aber eine tiefe Öffnung, der Krater, befindet. Durch fortgesetzten Auswurf von Rapilli und vulkanischer Asche können schließlich Vulkanberge von ansehnlicher Höhe entstehen, das sind die sog. Stratovulkane. Doch kommt es in der Regel daneben auch zum Ergusse von Lava in Form von Strömen, welche entweder sich aus dem Hauptkrater des Vulkans ergießt, oder an der Seite des Berges aus einem Nebenkrater herausquillt, am Berge herabfließt und an dessen Gehänge erstarrt, so daß sie auch zu seiner Erhöhung beiträgt. Der Vesuv, von dem Abb. 80 einen idealen Durchschnitt darstellt, ist ein derartiger, durch Aschen- und Lavaeruptionen aufgeschütteter Vulkanberg. Jedoch ist seine Aufschüttung wie die so manch anderen Vulkankegels unterbrochen worden durch eine gewaltige Explosion, durch welche ein Teil seines Gipfels in die Luft geschleudert worden ist. In dem so entstandenen Explosionskrater ist ein neuer Vulkankegel aufgeschüttet worden, d. i. der heutige Vesuv, während der Überrest des alten, teilweise explodierten Vulkans in der Somma entgegentritt (vergl. Andrees Handatlas S. 4). In zahlreichen Fällen ist der Vulkan mit der Bildung einer derartigen großartigen Explosion zur Ruhe gelangt, und wir haben dann große Explosionskrater, welche durch Seen eingenommen werden, wie z. B. der Braccianosee und der Bolsenosee, nordwestlich von Rom (Andrees Handatlas S. 120). Solche Explosionskraterseen sind gleich den Maaren vielfach sehr tief.

Manche Vulkane werfen nur Lava aus; wir nennen sie daher Lavavulkane. Kommt sie dünnflüssig zum Ergusse, so bildet sie weitausgedehnte Lavadecken, auf denen sich die schon erwähnten Hornitos häufig entwickeln. Ist aber die entquellende Lava zähflüssig, so bildet sie eine ansehnliche Aufragung über den Eruptionsschlot, welche denselben verschließt; das sind die Domvulkane. Die Maße der Vulkane sind sehr verschiedene: zahlreiche, die einem einzigen Ausbruche ihr Dasein danken, haben nur wenige 100 m Durchmesser, andere, die durch langanhaltende Aufschüttung entstanden sind, wie z. B. der Etna, haben 30—40 km Durchmesser bei einer Höhe von 3,3 km; ja, die Insel Hawaii, welche im wesentlichen einen einzigen großen Vulkan darstellt, erhebt sich mit einem Durchmesser von 340 km auf dem Boden des Ozeans und steigt darüber fast 8 km hoch an. Derartige Riesenvulkane haben meistens mehrere Krater, und ihre Tätigkeit hat gewöhnlich schon während der letzten Periode der Erdgeschichte, nämlich während der Tertiärperiode begonnen.

Nicht überall gelangt die aus dem Erdinnern steigende Lava an die Erdoberfläche, vielfach wird sie lediglich in die Kruste nur eingesprengt und bildet hier, wie Abb. 81 zeigt, Gänge, welche die Schichten quer durchsetzen oder Lager, welche zwischen zwei Schichten eindringen. Endlich auch kommt es manchmal zur Ansammlung sehr beträchtlicher Lavamengen innerhalb der Kruste, welche so groß sind, daß sie die benachbarten Krustenteile zur Seite schieben. Derartige in der Tiefe befindliche und erstarrte Lavamassen nennt man Stöcke oder auch Lakkolithe. Ihr Material erkaltet innerhalb der Kruste viel langsamer als die bei den Eruptionen ergossene Lava und nimmt gewöhnlich ein anderes Gefüge an. Der Granit ist der Typus solcher Tiefengesteine.

Vulkanländer. Gewöhnlich finden sich die Vulkane gesellig, und es werden deren mehrere an benachbarten Orten aufgeschüttet, so daß ganze Vulkanländer entstehen. Island ist größtenteils ein derartiges Vulkanland, ebenso das Plateau von Anahuac in Mexiko. Hier finden sich mehrere Reihen von Vulkanen, zwischen welchen sich breite Talungen erstrecken, dadurch entstanden, daß beiderseits vulkanisches Material aufgeschüttet ist. Am Boden dieser Talungen finden sich vielfach Seen; die Stadt Mexiko liegt an einem solchen. Der Seenreichtum der Vulkanländer beruht also einerseits auf der Eröffnung von Eruptionsschloten (Maare, Kraterseen, Explosionskraterseen), anderseits auf der Aufschüttung von gewaltigen vulkanischen Massen,

zwischen welchen sich geschlossene Hohlformen erhalten. In diesen sammelt sich dann das Wasser. Andere Seen in Vulkangebieten sind dadurch verursacht, daß sich die Vulkantätigkeit in einer Abdachung entwickelt und diese abriegelt: so ist der See von Nicaragua entstanden.

Ursachen der endogenen Vorgänge. Das Zusammenvorkommen von vulkanischen Erscheinungen mit Krustenbewegungen hat Anfang des vorigen Jahrhunderts zu der Annahme einer ursächlichen Beziehung zwischen beiden geführt, und lange Zeit ist man geneigt gewesen, die Ausbrüche vulkanischen Materials aus der Tiefe als Ursache aller Krustenbewegungen anzusehen: die der Tiefe entquellende Lava sollte die Schichten beiderseits zusammenschieben und in Falten legen, und über sich aufwölben. Die Reaktion des glutflüssigen Erdinnern gegen

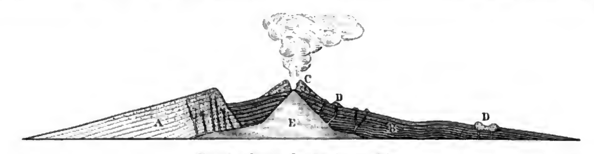


Abb. 80. Idealer Durchschnitt des Vesuvs.
A Die Somma, B eigentlicher Vesuv, C Aschenkegel, D kleine parasitische Schuttkegel, E Hypothetischer innerer Lavaraum.

die Erdkruste wurde somit als Ursache der Krustenbewegungen angesehen. An Stelle dieser, namentlich von Leopold von Buch und Alexander von Humboldt gelehrten Hebungstheorie ist später die Senkungstheorie getreten, welche vor allem Eduard Sueß ausgebildet hat. Ausgehend von der unbestreitbaren Tatsache, daß die Erde stetig Wärme in dem Weltenraum verliere, nahm man an, daß deswegen ihr Kern kleiner werde und daß die Kruste über ihm nachsinken müßte, wobei sie sich runzelte wie die Schale eines ausgetrockneten zusammenschrumpfenden Apfels. Die Zusammenpressung, welche die Erdkruste so häufig zur Schau trägt, ist nach dieser Theorie die Folge des Einsinkens der Kruste zum Erdmittelpunkte hin. Der gleiche Vorgang soll auch die vulkanischen Erscheinungen erklären; die einsinkenden Krustenteile sollen die unter ihnen befindlichen Lavamassen ausquetschen. Vulkane sollen deswegen namentlich auf Senkungsfeldern liegen und an Spalten geknüpft sein. Die heute vonstatten gehenden Krustenbewegungen und vulkanischen Erscheinungen stimmen weder mit der einen noch mit der

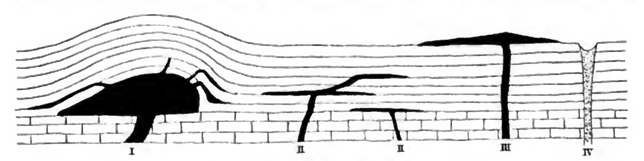


Abb. 81. Auftreten vulkanischer Gesteine.
I Lakkolith, II Gänge und Lagergänge, III Gang und Decke, IV Explosionsschlot.

anderen von beiden Hypothesen befriedigend überein. Wir begegnen Hebungserscheinungen in ausgedehntem Maße, wie z. B. die aus Skandinavien berichtete, wo im letzten Jahrhundert ein Gebiet von etwa 300000 qkm durchschnittlich um 0,7 m angestiegen ist, also eine Masse von 200 cbkm ganz allmählich gehoben ist. Wir kennen ferner eine Reihe von zum Teil beträchtlichen ruckweisen Erhebungen, welche gelegentlich der Erdbeben an den Krusten geschahen, z. B. bei Neuseeland. Danach ist an dem Auftreten von Hebungen in der Gegenwart gar nicht zu zweifeln und wir können die Senkungstheorie nicht als unbedingt zutreffend erachten. Aber neben den Hebungen haben wir es an zahlreichen Stellen mit Senkungen zu tun, die stellenweise über ausgedehnte Gebiete unmerklich wirken, weite Flächen allmählich untertauchen, oder plötzlich bei Erdbeben einbrechen lassen, so daß es der Senkungstheorie im Verhalten großer

Krustenpartien es ebensowenig an Stützen gebricht, wie der Hebungstheorie an anderen Stellen. Die vulkanischen Erscheinungen ihrerseits entsprechen bald der einen, bald der anderen Theorie. Stellenweise zeigen sie zwar das aktive Verhalten, das die Hebungstheorie verlangt; gar nicht selten sind bei vulkanischen Ausbrüchen plötzliche Hebungen erfolgt; mehr und mehr Orte sind kennen gelehrt worden, an denen die vulkanischen Gesteine ihre Nachbarn zusammengedrängt und zur Seite geschoben haben; aber anderswo ordnen sich die vulkanischen Kräfte ganz und gar den Krustenbewegungen unter, so wie es nach der Senkungstheorie der Fall sein soll. Diesem passiven Verhalten der Vulkane aber steht ihre große Aktivität bei manchen Eruptionen und Explosionen recht auffällig gegenüber.

Es fehlt uns zur Zeit noch an einem Schlüssel, um alle diese merkwürdigen Gegensätzlichkeiten zu verstehen, und namentlich auch um die Zusammenstauungen der Erdkruste befriedigend zu erklären, deren streifenförmiges Auftreten ebensowenig ohne weiteres aus der Kontraktion des Erdganzen wie durch eine besondere Aktivität des Erdinnern erhellt. Nicht undenkbar ist, daß es neben den durch in der Senkrechten wirkenden hebenden und senkenden Kräfte verursachten Vertikalbewegungen ziemlich ausgedehnte Bewegungen der Erdkruste in der Horizontalen gibt, über deren Ursachen wir noch nichts wissen. Daß derartige Bewegungen in der Vergangenheit unseres Planeten eine große Rolle gespielt haben, schließen wir aus den klimatischen Verhältnissen der Vorzeit, und daß sie in der Gegenwart noch von größter Bedeutung sind, haben erst die jüngsten Erdbeben bekundet, bei welchen allenthalben die horizontalen Bewegungen viel größer gewesen sind, als die senkrechten.

4. Typen von Skulpturformen. Flußwerke.

Der Zyklus der Talformen. Die Strukturformen der Erdoberfläche, deren hauptsächlichste wir kennen gelernt haben, bilden den Schauplatz für die Entwickelung der exogenen Kräfte, welche an ihnen arbeiten, wie der Meißel des Bildhauers an einem Marmorblock oder wie die Hand des Modelleurs, welcher auf ein Holzgerüst Gipsornamente aufsetzt. Es entstehen dabei Skulpturformen, die gegenüber den großen Skulpturformen die Rolle von Kleinformen spielen. Unter den modellierenden Kräften spielt das rinnende Wasser bei weitem die größte Rolle. Seine Spuren trifft man auf dem Lande nahezu allgemein. Die Art seiner Wirkung ist oben bereits kurz geschildert. Indem es auf Abdachungen herabläuft, schneidet es in dieselben ein, es furcht sein Bett mehr und mehr in die Tiefe. Die höher und höher werdenden Uferwandungen bröckeln bald ab und erlangen nach und nach die sogen. natürliche Böschung, nämlich jene, welche lockere Materialien, wie z. B. Sand, den man anhäuft, annehmen. Auf den entstandenen Böschungen kriecht der Verwitterungsschutt abwärts und entwickeln sich neue Gerinne, welche neue Einschnitte erzeugen. Die also vom rinnenden Wasser eingeschnittenen und gleichzeitig damit abgeböschten, in ihrer Gesamtheit „erodierten" Furchen nennt man Täler. Das in ihnen abwärts laufende Wasser weitet zwischen den Böschungen oder Gehängen des Tales eine Sohle aus, welche sich gleich ihm kontinuierlich senkt. Diese Talsohle oder Talboden ist das kennzeichnende Merkmal aller Täler, das sie vor den Talungen voraus haben.

Wo zwei Täler ineinander münden, da vereinigen sich unter normalen Verhältnissen ihre Sohlen in gleicher Höhe, und eine Anzahl ineinander mündender Täler, ein Talsystem, zeigt in allen seinen Gliedern dieselbe Kontinuität des Gefälles, wie das einzelne Tal selbst. Findet an irgend einem Punkte derartigen Systemes ein rasches Einschneiden des Flusses statt, so pflanzt es sich allmählich nach aufwärts fort. Umgekehrt, wenn irgendwo die Talvertiefung, z. B. an einem Riegel festen Gesteins, stille steht, so macht sich dies auch nach aufwärts, in allen oberhalb gelegenen Stücken des Systems geltend. So wird das Sohlengefälle eines Talsystemes stets von den tiefsten Punkten aus geregelt und ist von deren Entwickelung abhängig. Da sich nun die Talgehänge nach den Talsohlen abböschen, so erhält eine von Tälern durchsetzte Gegend ein kontinuierliches Gefälle jeweils zu dem tiefsten Punkte, nach welchem sich die Täler richten.

Obwohl immer nur von drei Flächen, den beiden Gehängen und der Sohle begrenzt, sind die Täler Hohlformen von einer schier unbegrenzten Mannigfaltigkeit. Bald stellen sie nur enge, steilwandige Einschnitte dar, deren Sohle mit der Breite des talbildenden Flusses

zusammenfällt, das sind die Schluchten, die Engpässe (vergl. Abb. 82) und Klammen unseres Hochgebirges, die Cañons in den großen ebenen Hochflächen, wie z. B. der große Cañon des Colorado (Andrees Handatlas S. 185), bald wieder sind sie breitsohlig, manchmal mit steilen, öfter auch mit sanften Gehängen, nicht selten endlich haben sie eine enge Sohle, aber die Gehänge sind breit abgestuft, und der enge, schmale Einschnitt liegt am Boden eines breiteren usw. In dieser Vielheit der Erscheinungen gewährt das Alter des Tales eine gewisse Orientierung. Junge Täler sind in der Regel eng; die Breite ist ein Zeichen größeren Alters. Wenn nämlich der Taleinschnitt eine gewisse Tiefe erreicht hat, so kann er nicht weiter vertieft werden, weil das Wasser stets ein gewisses Gefälle braucht, um fortzufließen. Ist jene Tiefe erreicht, so ist das Tal ausgereift, und die Kraft des Flusses wendet sich nun der Zerstörung der Gehänge zu. Er prallt bald an dieses, bald an jenes an, und es entstehen steile Hänge, die auch ihrerseits allmählich abgeböscht werden. Der Verkehr, welcher die engen jungen Täler mied, sucht die breiten reifen auf. Letztere sind häufig geschlängelt, wie z. B. der Lauf der Mosel unterhalb Trier (Andrees Handatlas S. 60) und der Lauf der Seine in der Gegend von Rouen (ebenda S. 96); der Fluß schnitt nicht bloß in die Tiefe, sondern prallte abwechselnd an das eine oder andere Ufer an. Manchmal hat sich die Talschlinge gänzlich geschlossen und hat einen vom Wasser beinahe gänzlich umflossenen Umlaufberg aus seiner Umgebung herausgeschnitten. Sind die Täler im Laufe der Zeit sehr breit und ihr Gefälle sehr gering geworden, so nennt man sie „alt". Die einzelnen Täler durchlaufen den Zustand der Jugend, der Reife und des Alters keineswegs immer in bestimmter Aufeinanderfolge. Es kann sich ereignen, daß sich ein reifes Tal verjüngt, indem das Land, in das es einschneidet, sich hebt. Dann sieht man am Boden eines breiten reifen Tales ein jugendliches, das auch seinerseits im Laufe der Zeit ausreifen kann, und das seine ehemalige Verjüngung nur durch Gesimse an seinem Gehänge verrät, die zu einem früheren höheren Talboden gehören.

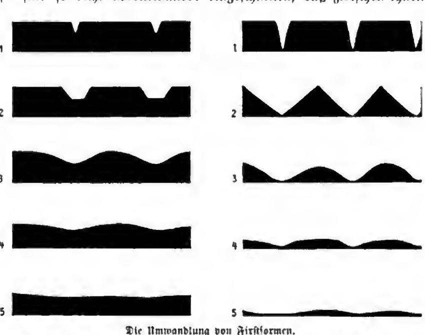


Abb. 82. Engpaß. Durchbruch des Guadalhorce durch die bätische Cordillera. (Junges Tal.)

Überblicken wir den Werdegang der Täler, so erkennen wir deutlich, daß ihre erste Anlage bestimmt ist durch eine ursprünglich vorhandene Abdachung, auf welcher das Wasser abwärts floß. Diese Abdachung ist die „Urform"; sie ist gewöhnlich tektonischen Ursprungs. Ihr folgt die Bildung des einschneidenden Tales als eine Folgeform. In den Gehängefalten dieses

Tales entwickeln sich neue Gerinne, die ihrerseits Täler bilden können. Letztere folgen der Entwickelung der Folgeformen nach: sie sind Nachfolgeformen.

Firstformen. Die Entwickelung der Täler beeinflußt in sehr maßgebender Weise die zwischen ihnen gelegenen Firste. Schneiden sie nur wenig tief und in gemessenen Abständen voneinander ein, so erhalten sich zwischen ihnen ausgedehnte Stücke der Abdachung, die sie zerfurchen. Diese Hochflächen setzen sich in der Regel durch eine Kante gegen die Talgehänge ab; wir nennen sie Riedel (Abb. 83 u. 84). Ganz allmählich nur werden auch diese Riedelflächen gegen die Talgehänge hin geböscht, aber sie haben noch lange Zeit eine viel geringere Neigung als die letzteren. So entstehen im Laufe der Zeit durch Verwachsung der ebenen Riedel mit den Talgehängen Rücken zwischen den Tälern (Abb. 84, 3). Schneiden hingegen die Täler in engen Zwischenräumen ein oder können sie sich sehr tief einsägen, so stoßen nicht selten die Gehänge zweier Nachbartäler miteinander zusammen, und es bleibt zwischen ihnen nur ein scharfer Grat bestehen. Das zeigt Abbildung 84, 2 und tritt uns schlagend in Abbildung 85 entgegen. Hier sehen wir Täler hinein gefressen in das ebene Land des Hintergrundes, aber sie sind so dicht nebeneinander eingeschnitten, daß zwischen ihnen immer nur ganz schmale Grate stehen geblieben sind. Der Grat zwischen den größeren Tälern, der durch die Mitte des Bildes hindurchzieht, verrät noch die ursprüngliche Höhe des zerfurchten Landes, aber die von ihm ausgehenden Grate neigen sich entsprechend den sie trennenden Tälern in auffälliger Weise nach den größeren Tälern hin. Ihre Höhe ist bestimmt durch die Tiefe des Einschneidens der Gerinne. Eine derartige Entwickelung findet sich nicht selten in Gebieten, welche verhältnismäßig trocken sind, so daß es nicht zur Entwickelung einer Vegetationsdecke kommt; diese schützt das Land vor der Abspülung durch die Schlagregen, welch letztere auch in Trockengebieten dann und wann einsetzen. Namentlich der Westen Nordamerikas zeigt an verschiedenen Stellen ein solches Gewirre von Schluchten und Schlüchtchen, welches so gut wie unpassierbar ist und deswegen „Schlechtes Land" (Bad Land) genannt wird. In unserem Klima mit einer zusammenhängenden Pflanzendecke kommt es in der Regel nicht zur Entwickelung derartiger Formen, und die Flüsse schneiden in größeren Zwischenräumen Rinnen ein; sie werden weniger von Schlagregen als von Quellwassern gespeist.



Die Umwandlung von Firstformen.
Abb. 83 bei geringer Taltiefe. Abb. 84 bei großer Taltiefe.
1. Jugendzustand mit breiten Riedeln. 3. Reifezustand mit gerundeten Rücken. 5. Alter mit verschwommenen First- und Talformen. 2. u. 4. Zwischenstufen, von denen die jüngeren bei verschiedener Taltiefe sehr verschieden sind.

Gratformen setzen aber nicht allein eine besonders dichte Entwickelung der Gerinne voraus, sondern kommen auch dort zustande, wo Flüsse sehr tief einzuschneiden vermögen. Das zeigt uns Abbildung 90, S. 148. Da sehen wir im Hintergrunde die Hochfläche des Coloradoplateaus, in welche der Coloradofluß seinen tiefen Lauf eingeschnitten hat. Nahe demselben, wo er wiederholt seitliche Zuflüsse bekommt, ist das Plateau geschwunden, die Gehänge schneiden sich in scharfen Graten oder selbst in Spitzen, wie z. B. Wischnus Tempel. Weil solche Gratformen besonders große Taltiefen voraussetzen, nennt man sie auch Hochgebirgsformen. Die scharfen Grate aber halten sich nicht auf die Dauer, sie fallen verhältnismäßig rasch der Abtragung zum Opfer, während ihr breiter Sockel noch bestehen bleibt. So verwandelt sich der Grat zwischen zwei Tälern allmählich in einen Rücken, ähnlich dem, der direkt durch Umwandlung eines Riedels hervorgegangen ist. Abbildung 84, 3 zeigt uns aber, wie ein derartiger



Abb. 85. Big Bad Lands, Süddakota (Verein. Staaten).

Rücken eine viel stärkere Abtragung voraussetzt, als der aus dem Riedel hervorgegangene. Die Rückenformen sind in der Regel mit geringerer Taltiefe verbunden, man nennt sie deswegen auch Mittelgebirgsformen. Die Höhe der Grate zwischen den Tälern wird aber nicht allein bestimmt, wie wir es an dem Bilde der Bad Lands sehen, durch die Tiefe der zwischen ihnen befindlichen Täler, sondern ganz wesentlich auch von der Beschaffenheit ihres Materials. Widerstandsfähige Gesteine trotzen der Abtragung viel mehr als leicht zerstörbare, das sehen wir vielfach im kleinen nach heftigen Regengüssen. Da schneiden die Wasser in sandige Böschungen Rinnen ein, welche sich sorgsam um die gröberen Gerölle im Sande herumschlängeln, so daß diese förmlich über sie hervorwachsen und schließlich, indem sie ihre Unterlage vor den Regenfällen schützen, kleine Erhebungen bilden. In größerem Maßstabe zeigen Ähnliches die Erdpyramiden in den südlichen Alpentälern, namentlich in Tirol. Sie knüpfen sich an Wasserrinnen, die in die dortigen Moränen bei heftigem Platzregen in ganz ähnlicher Weise eingeschnitten werden, wie die Rinnen der Bad Lands. Die Moränen aber bestehen nicht aus gleichmäßigem Material, wie die letzteren, sondern aus einem sandigen Lehm, dem größere Steine eingelagert sind. Die Wasser, welche die Moränen überspülen, schneiden in den Lehm ein, vermögen aber die in ihm enthaltenen Blöcke nicht zu zerstören. Diese bleiben unversehrt, während ihre Umgebung fortgewaschen wird, und sie schützen ihre Unterlage davor, so daß sie schließlich einen hohen Pfeiler krönen.



Abb 86. Erdpyramiden bei Segonzano (Südtirol).

Abbildung 86 zeigt uns die derartig entstandenen Erdpyramiden von Segonzano in Südtirol, die uns im kleinen die Entstehung von Formen veranschaulichen, wie sie im großen sehr häufig in den Hochgebirgen der Erde uns entgegentreten.

Wandernde Wasserscheiden. Anpassung der Flußgebiete. Die Grate und Rücken, welche beim Einschneiden von Flüssen zwischen denselben zum Vorschein kommen, sind ausgezeichnete Wasserscheiden und gelangen vielfach an den Stellen zur Entwickelung, wo ursprünglich keine solche vorhanden waren. Wir können daher auch bei den Wasserscheiden ursprüngliche unterscheiden, welche verschiedene Abdachungen voneinander trennen, und Folgescheiden, welche erst auf den Abdachungen zur Entwickelung gelangen. Die Lage aller dieser Scheiden ist aber keine feste, sondern sie ist, wie wir gerade bei der Betrachtung der Erdpyramiden gesehen haben, eine veränderliche; kann doch ein großer Felsblock, den ein Wasserriß bloßlegte, der also ursprünglich in einem Gerinne gelegen war, allmählich zu einer Erdpyramide hervorwachsen und zum Wasserteiler werden. Die Wasserscheiden wandern, wie der First eines Sandhaufens, den man an der einen Stelle stärker abgräbt als an der anderen, nämlich vom stärker einschneidenden Flusse zum langsamer arbeitenden hin. Kräftige Flüsse dehnen dadurch ihr Einzugsgebiet auf Kosten der schwächeren Nachbarn aus, ja, sie können sogar deren Gebiete erobern; dies geschieht dann, wenn die Wasserscheide von einem stark arbeitenden Flusse aus bis in das Bett eines schwächeren Nachbarn hineinrückt. Dann wird dieser „angezapft“. Es ist dies ein Vorgang, der gelegentlich beim Wasserbau in unerwünschter Weise eintritt, wenn der Damm zwischen zwei Rinnsalen, die nebeneinander in verschiedener Höhe fließen, vom tiefer gelegenen unterwaschen wird, so daß der höhere an ihm durchbricht. Das Bett des ersteren wird dann unterhalb der Durchbruchstelle verlassen; es wird „entwurzelt“. Auf süddeutschem Boden liefert der Lauf der Wutach hierfür ein ausgezeichnetes Beispiel. Sie floß früher von den Höhen des Schwarzwaldes zur oberen Donau (Andrees Handatlas S. 64). Die Aitrach ist ihr alter entwurzelter Unterlauf; sie wurde bei Blumberg von einem kräftigen Nebenflusse des Rheins, von der unteren Wutach angezapft. Stellen, an welchen eine Anzapfung stattfand, kennzeichnen sich in der Regel durch eine jähe, rechtwinklige Umbiegung eines Flusses und dadurch, daß in der Fortsetzung der bisher befolgten Richtung des Flusses sich ein verlassenes, entwurzeltes Tal erstreckt, das zu groß für den in ihm fließenden Fluß ist. Derartige entwurzelte Täler gewähren häufig bequeme Wege aus einem Talgebiete ins andere; sie sind häufig Paßdurchgänge, die auf beiden Seiten einen sehr geringen Anstieg erheischen, während die Paßübergänge einen Anstieg auf einen Grat oder Rücken verlangen, welche hier namentlich im Bereiche weniger widerstandsfähiger Gesteine zur Entwickelung kommen.

Indem die Flüsse ihre Talgebiete entsprechend ihrer Kraft ausdehnen können und umgekehrt indem sich die Talbildung in wenig widerstandsfähigen Gesteinen kräftiger entwickelt als in festen, kommt im Laufe der Zeit eine vollständige Anpassung von Areal und Oberflächengestaltung eines Flußgebietes an die hier vorhandenen Wasserkräfte und Widerstandsverhältnisse der Gesteine zustande. Diese Anpassung charakterisiert sich dadurch, daß die vorhandenen Kräfte die kleinsten Wirkungen entfalten, und die Veränderungen im Landschaftsbilde, die im Jugendzustande sehr energisch geschehen, recht langsam werden. Das ist bezeichnend für den Reifezustand der Landschaft.

Sind die Veränderungen in einem reifen Talgebiete auch gering, so dauern sie doch noch an. Unablässig schneiden die Flüsse weiter ein, ununterbrochen geschieht die Abtragung des zwischen ihnen gelegenen Landes, bis das Gefälle des ersteren und die Böschungen des letzteren so gering geworden sind, daß die Wasserkraft auf ein Minimum gesunken ist. Erfüllt werden diese Bedingungen lediglich von einem Lande, das beinahe bis zum Meeresspiegel abgetragen und dabei fast eben ist. Ein solches Land nennen wir Rumpf oder Fastebene (Peneplaine der Amerikaner). Der Rumpf ist das Endergebnis der Wasserarbeit auf dem Lande, er kennzeichnet sich dadurch, daß letztere auf ein Mindestmaß gesunken ist; er bezeichnet das Greisenalter einer Landschaft.

Altern der Gebirge. Sobald Krustenbewegungen oder vulkanische Tätigkeit eine Erhebung auf der Landoberfläche schaffen, setzt die Arbeit des rinnenden Wassers an deren Zerstörung ein, und hören die Krustenbewegungen oder vulkanische Tätigkeit auf, so erliegen die von ihnen geschaffenen Oberflächenformen der Abtragung, deren einzelne Stadien wir eben schilderten. Sie alle gehen der Einebnung entgegen. Zuvor aber erhalten sie durch das

Einschneiden der Flüsse jenen ansehnlichen Wechsel der Höhen und Tiefen, welcher bezeichnend für das Gebirge ist. Die Entstehung der Gebirge beginnt also mit der Bildung einer Erhebung, und ihr Dasein endet mit deren gänzlicher Abtragung. Wir können daher junge, reife und alte Gebirge unterscheiden.

Das junge Gebirge läßt noch deutlich den Klotz der ursprünglichen Erhebung erkennen, welcher dann, wenn er von ansehnlicher Ausdehnung ist und sich deutlich von seiner Umgebung abhebt, gewöhnlich als Plateau bezeichnet wird (Abb. 83,1 u. 84,1). Handelt es sich z. B. um eine Aufbiegung ebenen Landes, so geben sich diese entstandenen Abdachungen als breite Riedelflächen zwischen den Tälern deutlich zu erkennen, die ihrerseits den Abdachungen folgen, eng und schmal sind und noch keine Normalgefälle besitzen. Der Weg über eine solch junge Schwelle führt stets über die Riedelflächen hinweg. Pässe sind nicht vorhanden. Ein unebenes, aufgebogenes Land läßt noch deutlich seine Unebenheiten erkennen, zwischen denen die Flüsse wenig eingeschnitten sind, und zwischen denen sich die ursprünglichen Pässe befinden. Ähnlich ist die Erscheinung junger Stauungszonen, wo die eine Partie gehoben, die andere gesenkt ist; hier bieten die gesenkten Partien zwischen den gehobenen natürliche ursprüngliche Pässe dar; die im Gebirgsbau bedingten Pässe können ihrer Lage nach Längs- oder Querpässe sein. In einem derartigen jungen Gebirge ist hoch, was am höchsten, tief, was am wenigsten gehoben ist. Der Lauf der Gewässer folgt vornehmlich, so wie wir es in Abb. 87 sehen, den also vorgezeichneten Tiefenlinien; nur auf kurze Strecken wird er durch Abdachungen bestimmt. Haben wir es mit regelmäßigen Schichtfalten zu tun, wie z. B. im Schweizer Jura (Andrees Handatlas S. 79), so fließen die Flüsse in Längstälern, die den Schichtenmulden zwischen den Schichtsätteln folgen, und brechen — abgesehen von den gleich zu erörternden antezedenten Tälern — in kurzen Quertälern quer durch die Schichtsättel hindurch dort, wo letztere einmal niedriger sind als sonst und eine „Eintwalmung" zeigen, so daß sie in jenen Tälern wie zwischen den Walmseiten zweier Nachbardächer fließen. Eine solche Anordnung des Gebirges nennt man rostförmig (vergl. Abb. 88). Junge Vulkane endlich stellen sich als ganz wenig zertalte Kegel dar, so wie der Vesuv in Abb. 79; dort, wo sich Vulkankegel aneinander drängen, liegen zwischen ihnen, die Vertiefungen zwischen den einzelnen Kegeln einnehmend, vielfach Seen, und die Pässe führen zwischen den einzelnen Kegeln hindurch. Das sind Züge, die uns in besonderer Deutlichkeit auf dem Plateau von Anahuac, in der Umgebung der Hauptstadt von Mexiko, entgegentreten (Andrees Handatlas S. 185 Nebenkarte). Sehr auffällige Erscheinungen sind junge Verwerfungen. Sie bilden Steilabfälle, die weithin ungegliedert sich erstrecken; wenig zerschnitten von jugendlichen Gerinnen; Schuttmassen bedecken ihren Fuß, abgelagert als die Trümmer von Bergstürzen, welche vom Steilabfalle abbrechen, oder herbeigeführt von den vom letzteren herabkommenden Gerinnen. Stellenweise geht selbst die Verwerfungsfläche am Abfalle nackt zutage, den man als junge Bruchstufe bezeichnet. Junge Horste erscheinen daher gewöhnlich als ringsum steil abfallende Plateaus.

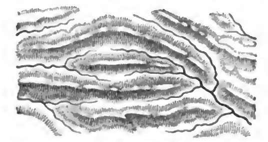
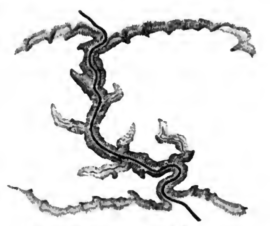

Abb. 87. Junge Stauungszone.


Abb. 88. Rostförmige Gliederung des Schweizer Jura.


Abb. 89. Durchbruchtal. (Zu Seite 148.)

Vorgeher- (antezedente) Flüsse. Hebungen bringen nicht immer die vorher vorhandenen Flußsysteme zum Erlöschen, vielmehr vermögen sich Gerinne quer über ein sich hebendes Gebiet aufrecht zu erhalten, wenn sie ebenso rasch einzuschneiden vermögen, als dieses sich hebt. Sie können ein aufsteigendes Krustenstück quer durchschneiden, so wie eine Säge einen Holzblock, der ihr entgegengeschoben wird. Die zersägte Erhebung wird dann auffälligerweise vom Flusse gewöhnlich in engem Tale durchbrochen, so wie es Abb. 89 zeigt. Also entstandene Durchbruchtäler sind recht häufig. Das Elbetal in der Sächsischen Schweiz (Andrees Handatlas S. 50 Nebenkarte) ist ein junger Durchbruch durch das gehobene Elbsandsteingebirge; mit der Elbe schnitten auch ihre Nebenflüsse ein und bildeten die reizvollen, engen Schluchten der Gegend von Herrnskretschen. Das malerische Rheintal zwischen Bingen und Bonn ist gleichfalls ein Durchbruch durch eine gehobene Scholle wie die des Rheinischen Schiefergebirges (vergl. Andrees Handatlas S. 62); hierher gehört auch der Durchbruch der Donau durch das

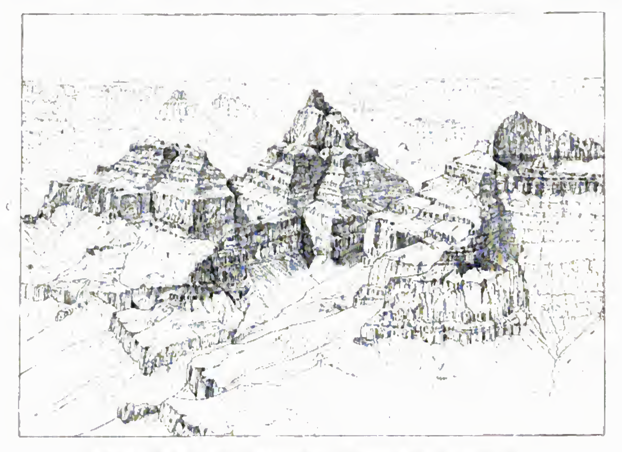


Abb. 90. Wischnus Tempel im Colorado-Cañon. (Vereinigte Staaten, Nordamerika.)

Banater Gebirge (ebenda S. 74). Im Schweizer Jura bietet der Lauf der Birs südwestlich Basel (Andrees Handatlas S. 79) eine ganze Reihe von Durchbrüchen quer durch junge Schichtsättel. Der größte Durchbruch, den wir kennen, der des Coloradoflusses durch das Coloradoplateau (Andrees Handatlas S. 185), ist gleichfalls eingeschnitten, während dieses sich hob. Der Fluß fließt stellenweise 1500 m tief. Im trockenen Klima erhalten sich die Talwandungen ungemein steil, was überdies durch die Beschaffenheit ihres Materials begünstigt wird. Sie bröckeln lediglich ab und werden wenig vom Schlagregen überspült. Weicheres Material bedingt in den Wänden Abstufungen, welche sich als Bänder weithin verfolgen lassen. Unten strömt der Fluß, keinen Raum zu einer Straße neben sich lassend. Abb. 90 gewährt einen Blick auf die großartigen Felsenszenerien, die ihn überragen. Alle derartige Flüsse, welche älter sind als die von ihnen durchschnittenen Gebirge und ebenso die von ihnen geschaffenen Durchbrüche heißen Vorgeher oder antezedente; ihr Lauf steht außer Beziehung zur Struktur des durchbrochenen Gebirges, aber sie queren es in der Regel dort, wo die Hebung am geringsten gewesen ist.

Das reife Gebirge (Abb. 83 u. 84, 3) ist nur noch eine Ruine der ursprünglichen Erhebung; nicht mehr ist unbedingt das das Höchste, was am höchsten gehoben, sondern das, was fest und widerstandsfähig ist; und tief ist, was der Abtragung nicht zu trotzen vermag. Die Täler haben ausgeglichenes, normales Gefälle und häufig breite Sohlen; es gibt nur noch unbedeutende Stromschnellen, aber keine größeren Wasserfälle, wie sie im jungen Gebirge so häufig sind. Zwischen den Tälern haben sich Einsattelungen entwickelt, welche bequeme Übergänge darbieten; haben sich Anzapfungen entwickeln können, so gibt es auch Paßdurchgänge oder Talpässe, durch welche das Gebirge in allen Richtungen durchgängig wird. In der Talanlage spiegeln sich die ursprünglichen Erhebungsverhältnisse nur dann, wenn der gehobene Klotz aus gleich widerständigem Materiale besteht, sonst sind an Stelle der Folgeflüsse, die auf den durch die Krustenbewegungen gebildeten Abdachungen herabflossen, vielfach Nachfolgeflüsse getreten. Reife Gebirge sind daher nicht bloß wie die jungen nach der Art ihrer Erhebung, sondern ganz wesentlich auch je nach der Beschaffenheit des gehobenen Materiales untereinander verschieden. Gleich widerständige Gesteine wahren in allen Fällen die ursprünglichen Züge in der Oberflächengestaltung besser, als die ungleich widerständigen.

Schichtstufengebirge. Dies zeigt sich recht deutlich auf deutschem Boden. Das Erzgebirge ist eine schräg gestellte Scholle, welche aus nahe gleich widerständigem Gesteine, nämlich aus Gneiß, Glimmerschiefer und Granit besteht (Andrees Handatlas S. 38). Noch tritt die Anlage der Folgetäler klar hervor; die Freiberger Mulde, die Zschopau und die Zwickauer Mulde folgen der Abdachung des Gebirges, und zwischen den Flüssen meint man noch die ursprüngliche Höhe der Scholle zu erkennen, doch sind alle Höhen abgetragen, wenn auch so gleichmäßig, daß es nirgends zur Entwickelung von tieferen Einsattelungen gekommen ist. In Süddeutschland hingegen stellt das oberste Donaugebiet eine schräg gestellte Scholle aus ungleich widerständigen, sehr verschiedenartigen Schichten dar, die insgesamt flach gelagert sind. Zuunterst liegt (vergl. Andrees Handatlas S. 37) das Grundgebirge von Gneiß und Granit des Schwarzwaldes, darüber gleichfalls stark widerständig der Buntsandstein, dann folgen der wenig widerständige Muschelkalk und der leicht zerstörbare Keuper und Schwarze Jura, darüber baut sich der widerstandsfähigere Braune Jura auf, und diesen krönt der sehr resistente Weiße Jura. Alle diese Schichten wurden von der Oberfläche der schräg gestellten Scholle schräg abgeschnitten, so wie es Abb. 91 schematisch darstellt; hier gibt die gestrichelte Linie, welche die Zeichnung nach oben begrenzt, die Höhe eines durch Verwerfung und Umbiegung schräge gestellten Blockes von ungleich widerständigen Schichten dar. Auf jener Oberfläche flossen Folgeflüsse herab und schnitten Folgetäler ein; das Donautal bis gegen Tuttlingen hin ist ein solches. Die später zur Entwickelung gelangenden Nachfolgetäler konnten sich aber in den leicht zerstörbaren Schichten namentlich des Keuper und Lias weit hineinfressen und nagten hier breite Täler aus, durch welche die schwächeren Folgeflüsse von den stärkeren angezapft wurden. So wurde die Brigach bei Villingen zur Donau hin abgelenkt; ein entwurzeltes Brigachtal läßt sich noch als Taltorso hinein in die Rauhe Alb verfolgen, wo es unweit Immendingen in die Donau mündet (vergl. Andrees Handatlas S. 64). Indem so der Bereich der leicht abtragbaren Schichten allmählich in Täler umgewandelt wurde, die wir als Schichttäler bezeichnen können, wurden die dazwischen gelegenen widerständigen Schichten mehr und mehr herausgearbeitet, und zwar derart, daß sie dort, wo sie von den Schichttälern untergraben wurden, steil mit einer von einem Schichtkopfe gebildeten Stirn abbrechen, während sie auf der anderen Seite die ursprüngliche Abdachungsfläche mit ihrem sanften Gefälle noch lange wahren. Derartig herausgearbeitete Schichten nennen wir Schichtstufen oder Glinte. Die Rauhe Alb (Andrees Handatlas S. 64) ist eine Schichtstufe, deren Herausarbeitung östlich vom Schwarzwalde ganz wesentlich durch das Einschneiden der Donau gefördert worden ist. Wenn diese unterhalb Donaueschingen in einem Engtal in die Rauhe Alb hineintritt und letztere durchbricht, so erklärt sich dieses auffällige Durchbruchtal in ganz anderer Weise wie der Elbedurchbruch der Sächsischen Schweiz: dort ist der Fluß fest gewesen und hat das aufsteigende Gebirge zersägt, hier lag das Land wenigstens im großen und ganzen fest, der Fluß schnitt

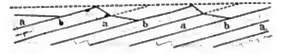


Abb. 91. Umwandlung einer geneigten Ebene in eine Stufenlandschaft.
a. Widerständige, b. leicht abtragbare Schichten.

darin ein und brachte es, indem er das Widerständige aus einer leicht zerstörbaren Umgebung herausschnitt, erst als Gebirge zum Vorschein. Wie ähnlich auch die Durchbrüche von Vorgeher- und von Folgeflüssen sind, so verschieden sind sie ihrem Wesen nach.

Die hier geschilderte Bildung von Schichtstufen ist immer verknüpft mit der Entstehung der sie quer durchbrechenden Täler. Beide sind regelmäßig miteinander vergesellschaftet. Dies zeigt sich im nördlichen Frankreich, wo eine Schichtstufe die weitere Umgebung von Paris umkränzt (Andrees Handatlas S. 85): in sie strömt die Seine bei Nogent, die Marne bei Epernay und die Aisne nördlich Reims hinein. Ähnliches wiederholt sich in England, dessen Unebenheiten ganz wesentlich von Schichtstufen gebildet werden, doch ist hier durch die starke Entwickelung von Nachfolgeflüssen mancher Folgedurchbruch außer Gebrauch gesetzt. Jede Schichtstufe ist durch die sie querenden Täler in einzelne Felder zerlegt. Eine weitere Zerteilung findet an ihrer Stirnseite statt: hier nagen kleine Flüsse an ihr, fressen kurze aber steile Täler in sie hinein, welche gelegentlich, indem sie sich rückwärts verlängern, einen Vorsprung abtrennen, den man Auslieger oder auch Zeugen nennt, weil er bezeugt, daß sich das Gestein der Stufe einst weiter erstreckte. Die Rauhe Alb zeigt gegen das Neckarland eine derartig zerfressene Stirn; die Burgen Hohenzollern und Hohenstaufen krönen Auslieger.

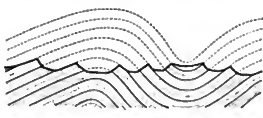


Abb. 92. Umwandlung eines Sattels und einer Mulde in eine Folge von Schichtkämmen.

Schichtkammgebirge. Ein etwas anderes Bild gewährt in ihrem Reifezustande eine Abdachung, die aus steil geneigten, ungleich widerständigen Schichten zusammengesetzt ist. Auch hier werden zwar die stark widerstandsfähigen Schichten aus ihrer leicht zerstörbaren Umgebung herauspräpariert, aber sie bilden nicht breite Schichtstufen, sondern schmale Schichtkämme, die ebenso wie die Schichtstufen jeweils einen Steilabfall nach der Richtung hin wenden, wo die unter ihnen liegenden leicht zerstörbaren Schichten abgetragen worden. Abb. 92 veranschaulicht uns, wie aus einem Sattel und aus einer Mulde durch fortgesetzte Abtragung ganze Schichtkammserien hervorgehen. Doch sind keineswegs alle Schichtkammgebirge unmittelbar aus Mulden und Sätteln hervorgegangen, sondern vielfach sind letztere zunächst gänzlich abgetragen worden, und aus der also entstandenen Rumpffläche sind infolge späterer Hebung die leicht zerstörbaren Schichten herausgenommen, während die widerständigen stehen blieben. Die Appalachen oder das Alleghanygebirge in den östlichen Vereinigten Staaten (Andrees Handatlas S. 191/192) stellt eine derartig umgestaltete flache Aufwölbung dar. Alle seine Rücken sind Schichtkämme, die gelegentlich, wo sie zu kurzen Sätteln oder Mulden gehören, eigentümlich gebogen verlaufen, wie Abb. 93 zeigt. Die hier dargestellten drei Ellipsen von Kämmen gehören zu einem einzigen kurzen Schichtsattel, welcher drei widerstandsfähige Schichten birgt. Auf deutschem Boden zeigt das Hilsgebirge (Andrees Handatlas S. 58) zwischen Harz und Weser eine solche elliptische Kammanordnung, welche durch Ausarbeitung der weichen Schichten einer Schichtmulde entstanden ist. Alle die also aus Abdachungen herausgearbeiteten Schichtkammlandschaften zeigen eine ähnliche rostförmige Gliederung wie eine junge Stauungszone; während aber in dieser alles hoch ist, was am meisten gehoben ist und in gefaltetem Gebiete die Kämme den Schichtsätteln entsprechen, ist es hier anders. Hoch sind alle widerstandsfähigen Schichten, mögen sie zu Sätteln oder Mulden gehören oder zwischen Mulden und Sätteln gelegen sein. Während ferner in einer jungen Stauungszone die Sättel an wenig gehobene Partien geknüpft sind, liegen sie hier durchweg im Bereiche wenig widerstandsfähiger Schichten. Dazu kommt noch etwas weiteres: in jungen Stauungszonen sind die Täler durch Krustenbewegungen angelegt, in unseren Schichtkammgebirgen aber durchweg durch Erosion gebildet, mögen sie als Längstäler oder als Quertäler entgegentreten. Neben diesen mit dem Schichtbau in enger Beziehung stehenden Tälern gibt es in unseren Gebirgen aber immer solche, welche davon unabhängig sind und der ehemaligen Abdachung mehr oder weniger treu folgen. Solche Täler queren gelegentlich ganze Schichtkammgebirge, wie der Delaware, der Susquehanna und Potomac



Abb. 93. Elliptisch angeordnete Schichtkammlandschaft.

die Appalachen. Diese Täler sind die Wege, auf welchen die ausgeräumten, leicht zerstörbaren Materialien zum Meere gewandert sind. Sie gehören in die Gruppe der Folgedurchbrüche. Ein aus einem einzigen Schichtkamme gebildetes, aus aufgerichtetem Weißen Jura bestehendes Schichtkammgebirge ist im Deutschen Reiche das Weser- und Wiehengebirge; die Porta Westfalica zwischen beiden ist der Weserdurchbruch durch dasselbe (vergl. Andrees Handtlas S. 57).

Reife Bruchstufen. Fast größer noch als die Veränderungen, welche auf den Abdachungen erfolgen, sind die der Bruchstufen. Je höher ein solcher durch eine Verwerfung geschaffener Steilabfall ist, desto kräftiger nagt das rinnende Wasser an ihm, Tälchen entstehen neben Tälchen, zwischen ihnen wird das Land abgeböscht, der ursprüngliche Verwerfungsabfall hört auf eine zusammenhängende Fläche zu bilden; er wird zerfranst und nimmt mehr und mehr das Gepräge einer talzerfurchten Steilabdachung an, welche sich vom ursprünglichen Verwerfungsabfalle weit entfernt. So erscheint die reife Bruchstufe, wenn es sich um gleich widerständige Gesteine in der gehobenen Scholle handelt, wie in Rumpfschollen, z. B. am Südabfalle des Sächsischen Erzgebirges (Andrees Handatlas S. 49/50). Finden sich aber ungleich widerständige Gesteine nebeneinander, so werden die leicht zerstörbaren stärker abgetragen als die widerstandsfähigen; lagern diese über jenen, wie in den Tafelschollen, so werden sie als Schichtstufen herausgearbeitet. So entstandene Schichtstufen sind nicht mit Flußdurchbrüchen verbunden. Hierher gehört z. B. der Abfall des Coloradoplateaus gegen das Gebiet des Gila-Flusses (Andrees Handatlas S. 185). Liegen aber weiche Gesteine neben festen, so fressen sich in diesen die Abfalltäler viel weiter hinein als in jenen; und der Abfall wird in eine recht ungleichmäßig verlaufende Steilabdachung verwandelt.

Die Umwandlung einer Bruchstufe in eine Steilabdachung ist überall dort mit einer Verschiebung der Wasserscheide verknüpft, wo es sich um schräg gestellte Schollen handelt, deren ursprünglicher First dicht an der Verwerfung gelegen war. Die Entwickelung der Abfallflüsse treibt die Wasserscheide dann gebirgseinwärts; dabei kann es zu Anzapfungen kommen, und Flüsse der sanften Abdachung einer pultförmigen Scholle können zum Verwerfungsabfalle hin abgelenkt werden. Sollte z. B. die Wistritz bei Platten (Andrees Handatlas S. 49/50 C 4) energisch fortfahren, ihr Tal in den Südabfall des Erzgebirges hineinzufressen, so wird sie das Schwarzwasser oberhalb Johanngeorgenstadt anzapfen; möglicherweise ist der Assigbach bei Sebastiansberg also für die Südseite des Erzgebirges gewonnen. So dehnt sich der Verwerfungsabfall einer Pultscholle mehr und mehr aus; aber auch jede steilere Abdachung wächst auf Kosten der sanfteren, falls nicht eine einseitige Verteilung der Niederschläge den Flüssen der sanften Abdachung an Wasserreichtum ersetzt, was die der steilen an Gefälle voraus haben und sie dadurch gleich stark macht.

Abb. 94. Fiederförmige Gliederung (Zillertaler Alpen).

Reife Horste. Schmale Horste, gelegen zwischen zwei gleich hohen Verwerfungsabfällen, werden nach beiden hin abgeböscht, und es entwickelt sich mitten zwischen beiden ein Wasserteiler als Hauptkamm einer solchen reifen Scholle, von dem aus zahlreiche kurze Kämme wie Fiedern nach beiden Seiten hin ausgehen; eine solche fiederförmige Gliederung (Abb. 94) zeigt recht deutlich der Thüringer Wald (Andrees Handatlas S. 52). So geartete breitere Horste lassen zwischen den von ihren Abfällen in sie sich hineinfressenden Tälern vielfach noch auf weite Strecken ihre ursprünglich ebene Oberfläche durchschimmern, wie z. B. der Harz (Andrees Handatlas S. 54); aber in der Richtung ihrer Flüsse spiegeln sich nicht mehr die Abdachungsverhältnisse der letzteren; jene sind nach kurzem Laufe auf der Hochfläche zum Gebirgsabfalle hinabgelenkt worden und gehen zum guten Teile vom Brocken strahlenförmig aus. Es ist aber auch denkbar, daß eine gehobene breite Scholle ganz und gar ihre ursprüngliche Hochfläche verliert und umgewandelt wird in ein strahlig gegliedertes Gebirge (Abb. 95), dessen Höhen durchaus bestimmt werden von den eingefressenen Flüssen und von den von ihnen ausgehenden Böschungsvorgängen. Das hängt von der Tiefe ab, bis zu welcher die Täler einzuschneiden vermögen; diese aber wird ganz wesentlich bestimmt durch die Höhe, bis zu welcher der Horst über seine Umgebung emporgewachsen ist. Ist diese groß genug, daß es zur Entwickelung von Gratformen kommen kann, so vollzieht sich jene Anpassung der Fluß-

gebiete an die Größe der Wasserkraft des Flusses, d. h. seiner Wassermenge und seiner Fallhöhe, die wir oben kennen gelernt haben.

Stauungszonen mit reifer Oberfläche. Wie bei den Horsten sind die reifen Oberflächenformen von Stauungszonen außerordentlich mannigfaltige und wesentlich bedingt durch die Beschaffenheit ihres Materials und die Höhe, bis zu welcher sie emporgehoben worden sind. Niedrige Aufpressungen aus gleich widerständigem Material bewahren außerordentlich lange den ihnen von der Krustenbewegung erteilten Formenschatz. Die gehobenen Rücken bleiben bestehen, zwischen sich Längstäler lassend. Aber alles wird im Laufe der Zeiten gleichmäßig abgeböscht, und es entsprechen die Höhen nur noch einem Teil der gehobenen Partien. Der Zug der Sudeten, insbesondere das Riesengebirge (Andrees Handatlas S. 47), ebenso wie die Rücken des Böhmer Waldes (Andrees Handatlas S. 66) können als Typen derartiger Oberflächenformen dienen. Weit verwickelter gestaltet sich das Relief großer und mannigfaltig zusammengesetzter Stauungszonen, in welchen Einpressungen und Aufpressungen nebeneinander stattfanden und ihren Schauplatz änderten. Deutlich heben sich in den Alpen die eingepreßt gewesenen, überschobenen Gebirgsteile von den Wurzelgebieten der Schubdecken auch durch ihre Oberflächengestalt ab. In den ersteren Teilen, welche den Nordrand des großen Gebirges bilden, herrscht vornehmlich rostförmige Gliederung, doch knüpfen sich die einzelnen Ketten nur dann an Schichtsättel, wenn sich in letzteren widerständige Gesteine emporwölben, und alles was hoch ist, besteht aus besonders resistentem Materiale. Im Osten ist es der Dachsteinkalk, er bildet die Hochgipfel des Salzkammergutes und der Berchtesgadener Alpen, in den nordtiroler Kalkalpen ist der Wettersteinkalk der Gipfelbildner; aus ihm besteht die Zugspitze. In der Schweiz ist es bald der Hochgebirgskalk des oberen Jura, bald der Schrattenkalk der unteren Kreide, der die höchsten Berge der Randzone des Gebirges aufbaut, dieser bildet Säntis (Abb. 96) und Diablerets, jener den Glärnisch und Uri-Rotstock. In den Wurzelgebieten der Schubdecken herrscht hingegen bald fiederförmige, bald strahlige Gliederung, die erstere sehen wir in den Hohen Tauern, in den Zillertaler (Abb. 94) und Penninischen Alpen, die letztere namentlich deutlich in den Ötztaler Alpen (Abb. 95 u. 97). Man kann diesen Gegensatz nur teilweise auf einen solchen des Materiales zurückführen, welches im Bereiche der Schubdecken und stark zusammengestauten Massen sehr ungleich widerständig ist, während im Wurzelgebiete einheitlichere Gesteine herrschen. Die besonders typisch entwickelte fiederförmige oder strahlige Gliederung der zentralen Gebirgsteile läßt uns mutmaßen, daß sie für die Entwickelung ihres Gewässernetzes ähnlich prädisponiert waren, wie manche Horste, nämlich eine im allgemeinen ebene Oberfläche besaßen, als die Flüsse in Erscheinung traten. Während aber die ebene Oberfläche der gewöhnlichen Horste Schicht- oder Rumpfflächen sind, war sie in den zentralen Alpenteilen mutmaßlich eine großartige Rutschbahn.

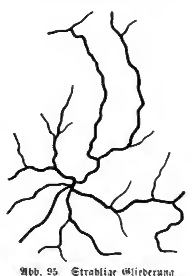


Abb. 95. Strahlige Gliederung (Ötztaler Alpen).

Die großen Längstäler der Alpen, welche die verschieden gegliederten Gebirgsteile voneinander scheiden, hängen wahrscheinlich mit jenen Verbiegungen zusammen, welche nach dem Abgleiten der übersteil gewordenen Teile eingetreten sind. In den Ostalpen sind sie nachweislich älter als die letzte Erhebung des Gebirges, das untere Inntal, das Ennstal und das Drautal knüpfen sich an alte Meeresbuchten, welche sich an den Grenzen der Zentralalpen erstreckten. Die großen Quertäler aber, welche von den letzteren ausgehend, die Kalkalpen durchbrechen, folgen in der Regel Tiefenlinien, die durch den Gebirgsbau der letzteren vorgezeichnet sind. Mehrfach folgen sie Nähten zwischen einzelnen Schubdecken, so erstreckt sich das Quertal der Enns längs einer Querstörungszone im Bau der österreichischen Kalkalpen, längs welcher die Schichten einen in das Gebirge einspringenden Knick machen. An einer ganz ähnlichen Stelle erstreckt sich das Quertal der Rhone unterhalb Martigny bis zum Genfer See; die Schichten der beiderseits gelegenen Alpenketten biegen hier nicht bloß südwärts ein, sondern senken sich auch zur Rhone hin tief herab. Einzelne Quertäler der Westalpen sind sehr alt und schon von Flüssen durchmessen gewesen, noch bevor die letzte Erhebung der Alpen

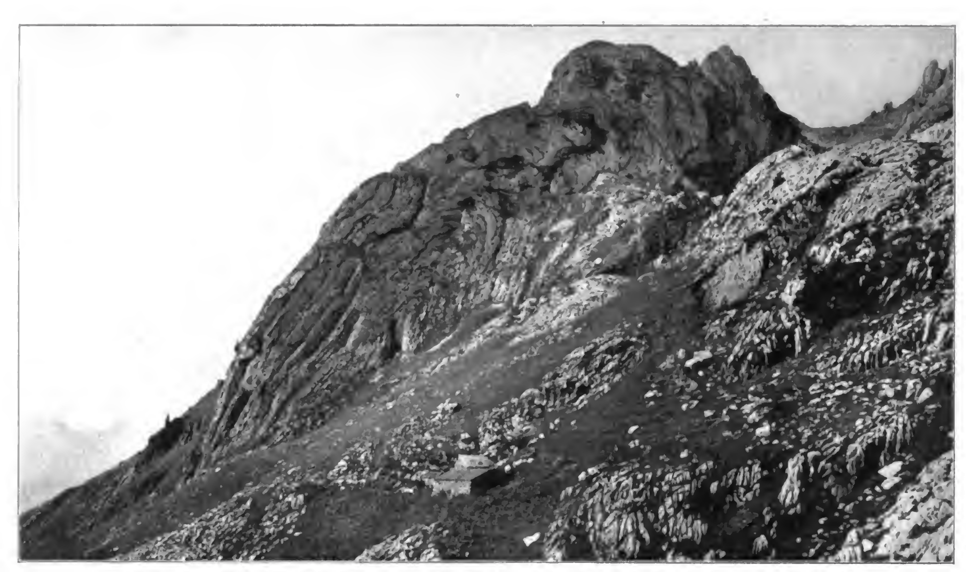


Abb. 96. Nördlich überliegendes Gewölbe im Schrattenkalk des Stoß (Säntisgebirge), von Osten gesehen. Nach einer Aufnahme von Arnold Heim.

geschah; es sind aus ihnen gewaltige Geröllmassen herausgeschafft worden, welche sich einst im Vorlande vor dem Gebirge angehäuft haben und erst später aufgefaltet worden sind. Dieselben bilden nunmehr die aus der „Nagelfluh“, nämlich dem verkitteten Geröll zusammengesetzten Randketten der Schweizer Alpen mit dem Rigi. Zeigt so die horizontale Gliederung der Alpen viele enge Beziehungen zu ihrem sehr verwickelten Schichtbau, so steht der Formenschatz des Gebirges in seiner senkrechten Gestaltung größtenteils unter der Herrschaft des Eises, welche das Gefälle der reifen Täler zerstörte, und aus den reifen Firstformen jähe Grate herausschnitt. Nur einzelne von der eiszeitlichen Vergletscherung nicht betroffenen Teile des Gebirges haben noch die dem Ganzen eigen gewesenen reifen Formen, sonst ist das Gebirge durch die Eiszeit verjüngt worden.

Reife Vulkangebirge. Die Abtragung der Vulkanberge fördert ihr festes Skelett zutage und führt namentlich bei den Stratovulkanen zu sehr mannigfaltigen Formen. Herausgearbeitet werden aus ihrer tuffigen Hülle die Lavagänge, welche von der Mitte des Eruptionsschlotes nach den Seiten hin ausstrahlten, und es wird in der Mitte des Vulkanberges ein wahrer Stern von Gängen bloßgelegt, wie z. B. in den Euganeen unfern Padua (Andrees Handatlas S. 119). Mit den Tuffschichten verschwinden die dünneren Lavaströme, nur die dicken Stromenden bleiben erhalten und umgeben den zentralen Gangstern in Gestalt von zahlreichen einzelnen Hügeln. Bei weiterer Abtragung verschwinden auch diese Stromenden, und es bleibt nur die Lavaausfüllung des Eruptionsschlotes bestehen, wie ein Hals, von dem der Kopf genommen ist. Solche vulkanischen Hälse sind in der Regel aus viel widerstandsfähigerem Material als ihre Umgebung zusammengesetzt, und an sie knüpfen sich deswegen zahlreiche Erhebungen. Vulkane, die vorwiegend aus Lava bestehen, erhalten bei der Abtragung eine deutlich ausgesprochene strahlige Gliederung, wie sie uns im Deutschen Reiche insbesondere am Vogelsberge (Andrees Handatlas S. 61/62) entgegentritt. Mächtige Lavadecken, die sich ergossen haben, schützen häufig ihre Unterlage vor der Abtragung und bleiben als vulkanische Tafeln lange Zeit erhalten. Eine ausgedehnte Tafel dieser Art stellt das Plateau von Dekkan in Vorderindien dar (Andrees Handatlas S. 148). Die Abtragung von Vulkanen kann nie den Vulkan ganz beseitigen, denn er wurzelt in der Tiefe, und je weiter sie fortschreitet, desto mehr legt sie Tiefengesteine bloß, die dann, wenn sie in einer widerstandsunfähigeren Umgebung sich befinden, dieselbe noch lange überragen, so wie der Brocken den übrigen Harz.

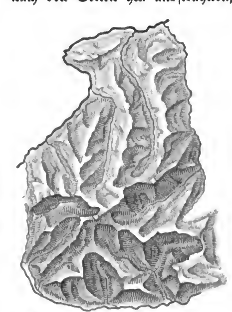


Abb. 97. Ötztaler Alpen mit strahliger Gliederung und geschlossenen Tälern. (Zu Seite 152.)

Rumpflandschaften. Haben sich die Täler so weit vertieft als möglich, und zugleich der Widerstandsfähigkeit ihrer Umgebung sowie ihrer Kraft entsprechend angepaßt, dann beginnt das Altern der Landschaft. Es geht langsam vonstatten. Die Gehänge der Täler böschen sich mehr und mehr ab und ihre Sohlen verbreitern sich. Häufiger und häufiger werden die Öffnungen zwischen Nachbartälern, die Landschaft wird mehr und mehr durchgängig. Schließlich bleiben nur noch ganz wenige Erhebungen übrig, und im großen und ganzen liegt eine Ebene vor. Der Gegensatz zwischen Firstlinien und Talsohlen ist dann verschwunden, Täler und Rücken gliedern das Land nicht mehr. Es gleicht einem Rumpfe, welchem die Glieder genommen sind. Die Einebnung, welche die exogenen Kräfte zu erzielen streben, ist erreicht; der Rumpf ist das Endstadium, zu welchem exogene Kräfte die endogenen Vollformen überführen.

Zwischen diesem Endstadium und den verschiedenen Typen gereifter Tallandschaften, die wir oben betrachtet haben, zwischen diesen und den jugendlichen Formen gibt es begreiflicherweise zahlreiche Übergänge, unter welchen diese oder jene Form auffallen mag. Aber auch unter den von uns unterschiedenen Typen gereifter Tallandschaften gibt es eine Menge von Zwischengliedern. So ergibt sich denn eine außerordentliche Fülle teils zeitlich, teils räumlich ineinander übergehender Talformen. Ihnen allen gerecht zu werden ist ebenso schwer, wie alle Bewohner einer Stadt zu beschreiben. Wir mußten uns begnügen, die drei Haupt-

altersstufen des Kindes-, Mannes- und Greisenalters zu charakterisieren und die hauptsächlichsten Typen aus dem Mannesalter hervorzuheben. Sie sind nicht bloß die interessantesten, sondern auch die am schärfsten geschiedenen und am weitesten verbreiteten. Unsere Abbildungen 83 u. 84 zeigen uns zwei solche Zwischenglieder, und lassen uns erkennen, daß Abtragungsreste für Gebiete mit relativ großer Taltiefe sich anders gestalten, als für solche mit relativ geringer Taltiefe. Der Vergleich beider Abbildungen lehrt ferner, wie verschieden groß der Betrag der Abbtragung ist.

Karstlandschaft. Die Dolinen. Die Abtragung von Vollformen der Erdoberfläche erfährt bestimmte Veränderungen in Kalksteingebieten. Der Kalkstein ist löslich in Wasser, und während sonst die in den Erdboden sickernden Regenwasser ihre Bahn nach und nach mit Lehm verkleben, vermögen sie dieselbe im Kalkstein röhrenähnlich auszuweiten, indem sie diesen lösen. Dadurch wird das Gestein porös und schluckt jenen Teil des Regenwassers auf, der



Abb. 98. Das Schlundloch der Struga am Grahovo-Polje in Bosnien.
Nach einer Photographie von Prof. Dr. A. Grund.

auf anderen Gesteinen oberflächlich zum Abrinnen gelangt. Schneidet ein Tal in Kalkstein ein, so werden seine Gehänge nur in sehr bescheidenem Umfange durch die Wirksamkeit der Gewässer abgeböscht werden; sie erhalten sich in der Regel steil. Das zwischen den Tälern fallende Wasser wird, sofern es nicht sofort wieder verdunstet, vom Gestein verschluckt und kommt dann unten in den Tälern in Gestalt mächtiger Quellen wieder zum Vorschein. Das Verschlucken des Wassers geschieht jedoch lediglich dort, wo bestimmte Klüfte in die Tiefe führen. Die Eingänge zu diesen Klüften werden im Laufe der Zeit trichterförmig erweitert; solche Trichter nennt man Dolinen. Sie entsprechen den Nachfolgetälern in dem gewöhnlichen Zyklus der Talbildung. Das von ihnen aufgeschluckte Wasser kommt nach oft ziemlich verwickeltem unterirdischen Lauf schließlich als Quelle im Tale wieder zum Vorschein.

Höhlen und blinde Täler. Schneiden zwei Nachbartäler ungleich tief ein, so daß die Sohle des einen beträchtlich hoch über der des anderen zu liegen kommt, so ereignet es sich, daß das Wasser des höheren Flusses in den Gesteinsklüften seinen Weg zum tieferen findet: es stürzt sich in einem Schlundloch (Ponor oder Katavothron) in die Tiefe (vgl. Abb. 98)

und tritt dann am Nachbarflusse aus einer Höhle oder in einem großen Quelltopfe wiederum als starke Karstquelle (Abb. 99) hervor. Wir haben es also mit einer Art unterirdischen Anzapfung zu tun. Eine solche ist eben an der oberen Donau im Zuge. Diese verliert unweit Immendingen (Andrees Handatlas S. 64) in Zeiten niederen Wasserstandes fast ihre gesamte Wassermenge, die dann in der Aachquelle im Bodenseegebiet wieder zutage tritt. Selbstverständlich werden die unterirdischen Wege so beträchtlicher Wassermassen stark ausgeweitet, und zwar ebensowohl durch Auswaschung als auch durch Lösung des Kalkes; sie werden schließlich in Höhlen umgestaltet. Berühmt sind die also entstandenen Höhlen des Karstes: wir sehen bei Adelsberg (Andrees Handatlas S. 76) die Poik verschwinden, sie fließt in einem unterirdischen Höhlenzuge nordwärts und tritt unfern Planina als Unz wiederum zutage. Über der gegenwärtig durchflossenen Höhle liegt eine weitere, die sie früher ausgewaschen und nunmehr



Abb. 99. Karstquelle der Bistrica am Livno-Polje in Bosnien. Nach einer Photographie von Prof. Dr. A. Grund.

verlassen hat; das ist die berühmte Adelsberger Grotte. Nach kurzem oberirdischen Lauf verschwindet die Unz abermals von der Erdoberfläche, um nach einem abermaligen unterirdischen Laufe als Laibach wiederum bei Oberlaibach zutage zu treten. Flüsse, die von undurchlässigem Gestein auf Kalkstein übertreten, verschwinden hier nicht selten gänzlich in Schlundlöchern, wie z. B. die Foiba bei Mitterburg (Pisino in Istrien). Sie furchen ihre Täler bis zu dem Schlundloche hin aus, und hier enden sie blind. So sind zahlreiche blinde Täler im Karstgebiete entstanden. Sie endigen in Wirklichkeit aber nicht blind, sondern setzen sich unterirdisch in Höhlen fort. Die Höhlen sind nicht beständige Formen, ihr Dach bricht im Laufe der Zeiten ein, zunächst öffnet sich ein Lichtloch, dann eine weite Strecke und schließlich bleibt nur eine schmale natürliche Brücke als Zeuge des früheren Bestandes der Höhle bestehen. Aber auch diese Brücke stürzt ein, und so verwandeln sich denn die Höhlen im Laufe der Zeiten in offene Täler, deren Verlauf oft recht unregelmäßig und gänzlich unabhängig von den ursprünglichen Oberflächenverhältnissen des Landes ist. Einige dieser Erscheinungen sind besonders im Karste unfern Triest entwickelt und hier näher untersucht worden. Man nennt



Abb. 100. Verkarstetes Gebirge. Ausblick auf den obersten trocken liegenden Teil des Popovo-Polje, Herzegowina. Aufnahme von Forster vom 31. Mai 1899. Aus der Sammlung des Geogr. Instituts der Universität Wien. (Zu Seite 158.)

sie deswegen Karsterscheinungen, und Gebirge, in denen sie vorherrschen, Karstgebirge. Die Oberfläche der Karstländer ist mit Dolinen gesprenkelt; blinde Täler sind häufig. Mit dem Wasserreichtum der Karstflüsse paart sich dort eine große Trockenheit der Höhen, welche den Pflanzenwuchs an einigen Stellen nicht ordentlich aufkommen läßt, so daß der nackte Kalk vom Regenwasser auf dessen Wegen zur Tiefe hin überspült wird. Dabei löst das abrinnende Wasser den Kalkstein, und dessen Oberfläche nimmt ein Aussehen an, als sei sie mit einer Säure geätzt worden; hierin besteht das Kennzeichen der Verkarstung, von der uns Abb. 100 eine Vorstellung gibt. Auch in den Alpen treten die Karsterscheinungen gelegentlich entgegen; in die Rundhöcker, welche von der eiszeitlichen Vergletscherung gebildet worden sind, hat das ablaufende Regenwasser zahlreiche tiefe Ablaufrinnen eingeschnitten, zwischen denen oft messerscharfe Firste sich befinden; das sind die Karrenfelder der Alpen.

Poljen. Gegenden, die auf die unterirdische Entwässerung durch Höhlen angewiesen sind, sind häufig Überschwemmungen ausgesetzt, denn durch die Höhlen kann immer nur eine bestimmte Wassermenge abfließen. So erklärt sich der vielbewunderte Zirknitzer See in Krain (Andrees Handatlas S. 76). Im Frühjahre können die Höhlen nicht mehr alles Wasser abführen, das ebene Feld bei Zirknitz wird überschwemmt und in einen See verwandelt; im Sommer laufen die Wasser ab, der Seegrund wird trocken gelegt und man kann pflügen, wo man zuvor fischte. Sehr bedenklich sind dauernde Verstopfungen der Entwässerungshöhlen, welche aus den verschiedensten Ursachen eintreten können. Dann gerät die ganze Gegend, die unterirdisch entwässert wurde, ständig unter Wasser und verwandelt sich in einen dauernden See. Der Zirknitzer See steht keineswegs allein da. Die zahlreichen Poljen der Herzegowina und von Bosnien (Andrees Handatlas S. 77/78) sind langgedehnte, schmale Senkungsfelder, welche in das Karstgebirge eingebrochen sind. Aus den Höhlengängen des letzteren werden sie mit Wasser gespeist, das in Form von starken Quellen an ihren Flanken zutage tritt und sich dann wieder in Schlundlöcher verliert. Im Frühjahr, zur Zeit der Schneeschmelze, ist der Wasserreichtum des Gebirges so groß, daß das Wasser nicht bloß reichlicher als sonst in den gewöhnlich fließenden Quellen, sondern auch an vielen anderen Stellen als zeitweiliger Quell (Hungerbrunnen), selbst aus Schlundlöchern zutage tritt; dann werden die Poljen überschwemmt, bis sich dann das Wasser wieder in die zahlreichen Schlundlöcher verläuft; so verwandelt sich z. B. das Popovo Polje unfern Ragusa alljährlich einmal in einen See von beinahe 40 km Länge. In Abb. 98 zeigt uns die graue Partie der Felswand, wie hoch das Wasser im Frühjahre ansteigt.

Die Karstlandschaft unterscheidet sich nach dem Dargelegten sehr wesentlich von den gewöhnlichen Tallandschaften: Finden sich in letzteren große zusammenhängende Böschungssysteme, die sich nach den bestimmten Orten hin gewöhnlich zum Meere richten, so herrschen in den Karstländern kleine, in sich geschlossene Böschungen, die zu Dolinen und Schlundlöchern führen. Sind diese zahlreichen Böschungssysteme auch oberflächlich scharf voneinander geschieden, so stehen sie doch unterirdisch miteinander in Verbindung: Röhren ziehen von den Trichtern zu den Tälern, Höhlen von den Tälern zu Nachbartälern. Man hat es hier mit förmlichen Einstülpungen der Landoberfläche zu tun. Wie das Wasser, so setzen sich auch dessen Werke streckenweit unterirdisch fort. An die offenen Gerinne schließen sich geschlossene Röhren, in denen sich das Wasser nach anderen Gesetzen bewegt, an. Spärliche, aber gelegentlich überraschend wasserreiche Quellen sind ein weiteres Kennzeichen der Karstländer.

Aufschüttung durch Flüsse. Schuttkegel der Wildbäche. Sind die durch Krustenbewegungen und Magmaergüsse gebildeten Vollformen des Landes der Schauplatz der einschneidenden Tätigkeit des rinnenden Wassers, so geben die ebenso entstandenen Hohlformen zu dessen anhäufender Wirksamkeit Veranlassung. Hier lagert es die Geröll- und Sandmassen ab, mit denen es sich infolge seiner Erosionsarbeit beladen hat. Wie dies geschieht, zeigen uns am deutlichsten die Wildbäche der Alpen; sie schneiden an den Flanken der großen Täler ein; deutlich erkennen wir ein Sammelgebiet, in welchem die Wasser zusammenlaufen und erodieren; in einem Abflußkanal eilen sie schuttbeladen herab, um dann in den Boden des Haupttales überzutreten. Jäh mindert sich hier ihr Gefälle, und damit verlieren sie die zum Transporte des mitgenommenen Schuttes nötige Stoßkraft. Sie lassen ihn am unteren Ende des Abflußkanals liegen und schütten damit ihr Bett hier auf. Bald fließen sie infolgedessen über dem benachbarten Lande und brechen dahin aus, einen neuen

Pfad sich wählend, den sie wiederum aufschütten, bis sie in neuer Richtung ausbrechen. Das Endergebnis dieser vielfachen Laufveränderungen ist eine große Aufschüttung, welche kegelförmig vom unteren Ende des Abflußkanales abfällt und deswegen Schuttkegel heißt. Viele Schuttkegel der Alpen sind noch jung und wachsen noch fort; ihr Wildbach droht häufig auszubrechen; man sucht ihn in gut angebauten Ländern durch Errichtung hoher Mauern an seinen Ufern daran zu hindern, zwischen denen er dann in der Regel höher fließt als seine Nachbarschaft, diese ständig gefährdend. Andere Schuttkegel sind bereits so hoch aufgeschüttet, daß der Wildbach Gefälle genug besitzt, um sein Gerölle glatt über sie hinwegzurollen; er schüttet sie nicht weiter auf und fließt in ordentlichem Bett über sie hinweg; sie sind in den Zustand der Reife übergetreten. Alternde Schuttkegel endlich sind solche, welche durch den Wildbach, der sie aufgeschüttet hat, wieder zerschnitten werden, weil er ein Sammelgebiet so weit abgetragen hat, daß er aus ihm nicht mehr überreiche Schuttmassen erhält.

Stromebenen. Was die Schuttkegel der Alpen im kleinen zeigen, findet im großen überall dort auf der Landoberfläche statt, wo Flüsse in das Bereich großer Hohlformen übertreten; sie häufen Geröll- und Sandmassen in ihrem Bette in Form von Schotter- oder Sandbänken an, wodurch sie sich in ein Geflecht von einzelnen Armen auflösen; also verwildernd geraten sie über das umgebende Land, brechen schließlich nach diesem hin durch; das Endergebnis ist wie bei den Wildbächen ein Schuttkegel, aber ein solcher von häufig außerordentlich großer Ausdehnung, weswegen sein Gefälle kaum noch kenntlich ist und er als Ebene erscheint. Die meisten großen Ebenen der Landoberfläche sind derartige riesige Schuttkegel und durch Aufschüttung entstanden.

Tiefebenen. Viele Aufschüttungsebenen oder Stromebenen liegen am Saume der großen Landflächen, dort, wo die Flüsse bei ihrer Mündung ins Meer ihre Sinkstoffe fallen lassen müssen, und sind Küstenebenen; aber nicht wenige finden sich auch im Innern der Länder an Stellen, wo die Erdkruste eingebrochen oder eingesunken ist. Solche Ebenen über Senkungsfeldern oder Einbiegungen haben gewöhnlich nur geringe Meereshöhen und erscheinen als Tiefebenen; viele reichen bis ans Meer, wie z. B. die Poebene (Andrees Handatlas S. 118/119) am Südfuße der Alpen und die Indus-Gangesebene am Südfuße des Himalaja (Andrees Handatlas S. 149/150), wie die große Mississippiebene (Andrees Handatlas S. 189), welche eine Einbiegung zwischen der Ost- und Westhälfte Nordamerikas markiert, wie die große Ebene des Amazonas (Andrees Handatlas S. 197/198). Andere Tiefebenen liegen mitten im Innern der Festländer. So erstreckt sich die Oberrheinische Tiefebene über einen Einbruch zwischen Schwarzwald und Wasgau (Andrees Handatlas S. 63); rings von Gebirgen umwallt sind die ungarischen Tiefebenen, die Oberungarische Ebene und das Alföld längs der Theiß (Andrees Handatlas S. 73/74). Mutmaßlich über Senkungsfeldern liegen auch in mäßiger Meereshöhe die großen Ebenen im Innern Afrikas, die am oberen Nil zwischen Bahr-el-Ghazal und Bahr-el-Djebel, sowie am mittleren Kongo (Andrees Handatlas S. 159/160).

Trockene und nasse Ebenen. Allen diesen großen durch Zuschüttung entstandenen Stromebenen sind gewisse Eigentümlichkeiten gemein. Man kann in der Regel einen trockenen und einen nassen Teil unterscheiden. In den ersteren haben die Flüsse bereits wieder eingeschnitten; er ist ihr erstes Werk, welches steiler aufgeböscht wurde, als schließlich nötig war. Sie fließen hier in meist engen Tälern, zwischen welchen sich weite, ebene Hochflächen von solcher Ausdehnung erstrecken, daß der Charakter der Ebene der herrschende bleibt. In den losen Aufschüttungen dieser Hochflächen versiegen die Niederschläge, sie sind daher vor der Abspülung gesichert und vielfach trocken. Eine solche trockene Ebene bildet den Nordrand der Poebene, wie auch den der Indus-Gangesebene in Vorderindien; in kleinem Maßstabe sieht man auch eine trockene Ebene südlich von München (Andrees Handatlas S. 67/68), welcher die nasse des Erdinger Mooses (ebenda S. 66) im Norden gegenübersteht.

Anders die nasse Ebene, welche den tiefer gelegenen, noch in Aufschüttung begriffenen Teil der Ebene einnimmt. Die Flüsse fließen hier auf den Dämmen, die sich selbst aufgeschüttet haben; das zwischen ihnen gelegene Land ist daher feucht, oft sumpfig, aber von großer Fruchtbarkeit. Ihr Lauf ist ein verworrener. Sie zerfasern sich stellenweise, Arme lösen sich von ihnen los und kehren erst nach langem Laufe zu ihnen zurück oder wenden sich zu einem anderen; so entfernt sich der Bahr-es-Seraf vom Bahr-el-Djebel und erreicht ihn erst nach 250 km wieder (Andrees Handatlas S. 166), es finden sich mehrere Verbindungen

zwischen Amazonas, Rio Negro und Rio Madeira (Andrees Handatlas S. 197/198). Nicht selten ereignen sich große Flußverlegungen in den nassen Ebenen, indem ein Fluß, nachdem er sein Bett hoch aufgeschüttet hat, bei einem Hochwasser eine neue Richtung einschlägt, so wie wir es von den Schuttkegeln kennen. Ein hervorragendes einschlägiges Beispiel liefert der Hoangho. Er fließt bald nördlich, bald südlich der Halbinsel Schantung ins Meer. Zuletzt ist er mehr als 600 Jahre südlich von Schantung geflossen, da wandte er sich 1853 wieder, wie früher schon, nach Norden und fließt seither hier ins Meer (Andrees Handatlas S. 157).

Sind die Flüsse beim Betreten der Ebene, sofern sie hier noch aufschütten und nicht schon wie in den trockenen Ebenen eingeschnitten sind, verwildert, so sind sie weiterhin in der Regel geschlängelt; sie biegen sich bald nach rechts, bald nach links und beschreiben Windungen wie der Mäander in Kleinasien (Andrees Handatlas S. 126). Deutlich kann man am Rhein in der Oberrheinischen Tiefebene den Übergang vom verwilderten zum geschlängelten Flusse verfolgen, dessen „Mäander" im Norden der Ebene vielfach bei der Regulierung abgeschnitten worden sind (vgl. Andrees Handatlas S. 63/64). Ähnliches zeigt in der Poebene der Tagliamento; beim Betreten der Ebene so verwildert, daß sein Bett kilometerbreit ist, beginnt er, nachdem er seine gröbsten Sinkstoffe abgelagert hat, sich ganz regelmäßig zu schlängeln. Ob aber verwildert oder geschlängelt, jeder Fluß, der auf der Ebene fließt, besitzt die Neigung sein Bett zu verlegen, und er muß, wenn das Land in Kultur genommen wird, eingedämmt werden. Mächtige Dämme oder Deiche begleiten den Rhein und seine Arme durch Holland, den Po und Nebenflüsse in der Poebene, den Mississippi, hier levees genannt.

Seenreichtum der nassen Ebenen. Die nassen Ebenen sind nicht selten reich an meist sehr flachen Seen. Dieselben nehmen entweder die Lücken ein, welche zwischen den Aufschüttungen der Flüsse bestehen geblieben sind, oder sind alte verlassene Flußarme, oft nur abgeschnittene Mäander. Solche sind namentlich am Mississippi sehr häufig und heißen dort ox-bow-cut-offs. Andere Seen in den nassen Ebenen sind dadurch entstanden, daß der Hauptfluß sein Bett rascher aufschüttete als seine Nebenflüsse, und vor deren Mündung einen Damm aufwarf. Das sieht man besonders deutlich an der unteren Donau (Andrees Handatlas S. 129/130) und auf deutschem Boden längs der Warthe in Posen (Andrees Handatlas S. 46). Wie endlich die Schuttkegel der Wildbäche in den Tälern des Hochgebirges gelegentlich Seen aufdämmen, so legen sich auch nicht selten die Aufschüttungen der großen Ebenen quer vor einzelne Hohlformen, die aus irgend welchem Grunde vor der Zuschüttung geschützt bleiben und sich dann mit Wasser füllen. So sind der Tunting- und Pojangsee neben dem Jangtsekiang (Andrees Handatlas S. 155/156), der Toulesap neben dem Mekong (ebenda S. 153) und mutmaßlich auch der Leopold II-See neben dem Lukanja unweit des Kongo (ebenda S. 167) entstanden.

Hochebenen. Die aufschüttende Tätigkeit der Flüsse kann sich in allen Meereshöhen entfalten, und Ebenen können daher ebensowohl in geringer, wie in großer Höhe entstehen. Gleichwohl zeigt sich ein gewisser Unterschied zwischen den in geringer Seehöhe gelegenen Tiefebenen und den hoch über dem Meere befindlichen Hochebenen. Bei ansehnlicher Meereshöhe erodieren die Flüsse in der Regel und häufen gewöhnlich nur dann ihre Sinkstoffe an, wenn sie versiegen. Das geschieht mit den zahlreichen Wasserläufen der zentralasiatischen Gebirge, wenn sie aus letzteren heraustreten: sie verästeln sich auf ihren Schuttkegeln und verdunsten alsbald (vgl. Andrees Handatlas S. 147). Ununterbrochen wachsen daher die Schuttkegel an und schütten die Einsenkungen zwischen den Gebirgen mehr und mehr zu. Bis zu weitem Umfange ist dies bereits im Hochlande von Mexiko geschehen (Andrees Handatlas S. 186). Es besteht aus zahlreichen einzelnen Bergketten, deren Wildbäche die dazwischen gelegenen, nicht gehobenen Partien verschüttet haben. Deutlich erkennt man die riesigen Schuttkegel, welche dann und wann bei besonders heftigen Hochwässern von einer dünnen Wasserschicht, einer Schichtflut, überspült werden. Sie neigen sich insgesamt nach der Mitte des zwischen den Bergketten gelegenen Landes, welches wie eine Tasche zwischen jenen erscheint und dementsprechend Bolson heißt. Gelegentlich findet sich inmitten des Bolsons ein See, in welchem sich die Wasser sammeln und verdunsten; sein Wasser ist natürlich salzig. Ähnlicher Art sind die Hochebenen Algiers zwischen den beiden Ketten des Atlas (Andrees Handatlas S. 173), sie bergen die hochgelegenen Salzseen der Schotts. Auch die innerandinen Hochebenen von Bolivia mit dem schwach salzigen Titicacasee und dem Aullagassee (Andrees Handatlas S. 197) sind hier zu nennen.

Umbildung der Ebenen. Die Aufschüttungsebenen behalten nur so lange ihre charakteristische Oberflächengestalt, als der Aufschüttungsvorgang dauert, dem sie ihr Dasein danken. Dieser Vorgang muß aber ebenso wie an einem Schuttkegel unbedingt zum Erlöschen kommen, wenn die Ebene so hoch über dem Meere gelegen ist, daß sie von Flüssen abgetragen werden kann, oder wenn sie gar gehoben wird. Dann wird sie von eben denselben Flüssen, die sie aufgeschüttet haben, zerfurcht und zerschnitten, und es setzt der Zyklus der Erosion ein, den wir bereits kennen gelernt haben. Zunächst bleibt die aufgeschüttete Ebene in Gestalt von breiten Riedelflächen zwischen den einschneidenden Tälern noch bestehen, so wie wir es bei der trockenen Ebene kennen gelernt haben — breite Flächen dieser Art finden sich zwischen Donau und Theiß im Unterungarischen Tieflande (Andrees Handatlas S. 73) und erstrecken sich als Plateau von Lannemezan am Nordfuße der Pyrenäen (Andrees Handatlas S. 92) —, dann verwandeln sich die Riedel in Rücken, — der größere Teil des deutschen Alpenvorlandes, insbesondere das Land zwischen unterer Isar und unterem Inn (Andrees Handatlas S. 65/66, 67/68) sowie das südlich vom Plattensee gelegene Ungarn (ebenda S. 73) sind derartig zertalte alte Ebenen — endlich können auch die Rücken schwinden und die Aufschüttungsebene in eine Abtragungsebene verwandelt werden, was bis zu einem gewissen Grade im Wiener Becken südlich von Wien geschehen ist. Daß es sich in allen diesen Fällen um umgebildete Ebenen handelt, ergibt sich aus der geologischen Zusammensetzung: das Land besteht aus den meist noch losen Aufschüttungen von Flüssen und erscheint zwischen umgebende Höhen eingesenkt. Sehr bezeichnend ist für viele umgebildete Ebenen die Asymmetrie ihrer Täler: in Europa ist in der Regel das nach Westen gekehrte Talgehänge steiler als das nach Osten gerichtete, was wahrscheinlich mit den herrschenden Westwinden in Beziehung zu bringen ist.

Ererbte Täler und eingesenkte Mäander. Wir haben bisher lediglich den Fall betrachtet, daß der Umbildungszyklus einer Ebene durchlaufen wird, ohne daß ihre Aufschüttungen gänzlich entfernt werden. Die Abtragung kann aber auch viel tiefer herabreichen; die Flüsse, welche die Ebene aufgeschüttet haben, können bei ihrem Einschneiden ihre Aufschüttungen gänzlich zerschneiden und sich in die festen Gesteine am Boden der ehemaligen Ebene einsägen. Bei der Umbildung der Talgehänge wird dann das gewöhnlich aus Schotter, Sand und Ton bestehende Material der Ebene verhältnismäßig rasch entfernt, und zum Vorschein kommen die aus festem Material zusammengesetzten verschüttet gewesenen Formen ihres Bodens, die oft ganz und gar nicht in das Netz der Flüsse passen, die einst auf der Höhe der Ebene flossen. Ein bemerkenswerter Fall ist der, daß der Fluß, welcher die Ebene zugeschüttet hat, beim Einschneiden auf den Abfall der angrenzenden Vollformen stößt und in diesen ein Tal einschneidet, während daneben die alte verschüttete Hohlform liegt. Solches ereignete sich mit der Donau zwischen Vilshofen und Krems (Andrees Handatlas S. 71 u. 75). Sie grub sich am Nordsaume des österreichischen Alpenvorlandes ein, kam dabei auf den Abfall des boischen Massivs, in dem sie ein tiefes Tal einfurchte, während die Tiefenlinie des Alpenvorlandes weiter südlich liegt, und später, als ihre Ausfüllung durch die Nebenflüsse der Donau ausgeräumt wurde, wieder zum Vorschein kam. Ähnliches ereignete sich mit der Rhone bei Vienne unterhalb Lyon (Andrees Handatlas S. 88). Derartige auf einer gänzlich zerstörten Oberfläche angelegte, von dieser ererbte Täler nennt man epigenetische; sie tragen gewöhnlich den Charakter von Durchbruchtälern dort, wo sie aus dem Bereiche der verschüttet gewesenen Hohlform in deren Flanken treten. So z. B. das der Donau im angegebenen Falle, sowie die epigenetischen Strecken des Egertales zwischen Elbogen und Karlsbad (Andrees Handatlas S. 49).

In vielen Fällen hat sich der geschlängelte Lauf der Flüsse, wie er sich auf ebenem Lande entwickelte, vererbt, und der eingeschnittene Fluß beschreibt ähnliche Windungen, wie der auf der Ebene. Das sind die eingesenkten Mäander, welche so bezeichnend für die Mosel zwischen Trier und Coblenz (Andrees Handatlas S. 60) und die Seine bei Rouen sind (ebenda S. 96).

Grenzhöhen der Gebirge. Die erhabenen Formen zerschneiden, die hohlen verschütten ist das Werk der Flüsse auf der Erdoberfläche. Ist man sich dessen recht inne, so wird man auch das verwickeltste Zusammentreffen von Krustenbewegungen und Wasserwirkungen leicht verstehen können. Dauern jene Vorgänge, welche die Urformen schufen, an derselben Stelle in gleicher Weise fort, so kann die Tätigkeit des Wassers nie erlahmen; in die sich fort erhebende

Vollform schneidet es weiter und weiter ein, die sich weiter senkende Hohlform schüttet es weiter und weiter zu. Täler und Ebenen erhalten sich jung, und in der Tat finden sich die jugendlichsten Täler in sich hebenden Gebieten, die großen Ebenen aber liegen auf Senkungsfeldern, die noch fortsinken. Indem nun aber die Täler um so tiefer einschneiden, je höher sich ein Teil der Erdkruste über seine Umgebung erhebt, so tritt bei sich kräftig hebenden Formen alsbald die Entwickelung der Gratformen ein, durch welche die Firste stark angegriffen werden. Hierdurch werden die Gebirge gehindert, bis in den Himmel zu wachsen. In der Tat halten sich ihre Höhen in bestimmten Grenzen, und zwar in höheren Breiten in engeren, als in niederen. Am beträchtlichsten erheben sie sich im Bereiche der Passatzonen, wo die Trockenheit auf dem Lande am größten ist und daher die abtragende Kraft am geringsten. Wir entnehmen aus nachfolgender Tabelle die oberen Grenzen der Erhebungen, das obere Abtragungsniveau. Das untere ist durch den Meeresspiegel bestimmt, denn mit Erreichung desselben hören die Flüsse auf zu fließen und zu arbeiten. Beide Abtragungsniveaus haben einen Höchstabstand von kaum 9 km. In demselben liegt der ganze Formenschatz des regelmäßig vom rinnenden Wasser überspülten Landes.

Höhe der höchsten Berge in Kilometern.

Breite	Nördliche Halbkugel		Südliche Halbkugel.	
0°—10°	Runssoro	6,0	Chimborazo	6,2
10°—20°	Pik v. Orizaba	5,6	Ampato	6,9
20°—30°	Gaurisankar	8,9	Llullaillaco	6,6
30°—40°	Godwin Austen	8,6	Aconcagua	7,0
40°—50°	Chan Tengri	7,3	S. Valentin	4,8
50°—60°	Mount Fairweather	4,7	Cerro Agassiz	3,2
60°—70°	Mount Mc. Kinley	6,2	Mount Haddington	2,1
70°—80°	Petermann-Spitze	2,8	Erebus	3,9

Hinderung tektonischer Seebildung durch das rinnende Wasser. Kann das rinnende Wasser, wie man sieht, durch seine Erosionskraft erfolgreich die Krustenbewegungen oder vulkanischen Aufschüttungen wett machen, wenn diese über eine gewisse Höhe hinausgehen, so kann es auch durch seine zuschüttende Tätigkeit der Einsenkung großer Partien des Landes unter ihre Umgebung entgegenarbeiten. Je tiefer ein Stück der Erdkruste einsinkt, desto mehr Schutt wird ihm von den Seiten zugeführt, denn desto größer wird die Kraft des ihm zufließenden Wassers. Doch sind dem Grenzen gesetzt: senkt sich eine Scholle rascher ein, als die Zuschüttung vonstatten gehen kann, so ertrinkt sie, d. h. füllt sich mit Wasser und verwandelt sich in einen See. Das geschieht am leichtesten, wenn eine Scholle in niederem Lande einsinkt, wo die Fallhöhe der Flüsse nicht groß werden kann, oder innerhalb kleiner Gebiete, wo die Größe der Flußgebiete eine eng begrenzte ist. Möglicherweise hängt hiermit der Seenreichtum einzelner Inseln, z. B. der Philippinen und von Celebes (Andrees Handatlas S. 154) sowie von Haiti (ebenda S. 189 Nbk.) zusammen. Die Zahl der nachweislich durch Krustenbewegungen gebildeten Seen ist keine große; die ansehnlichsten finden sich am Rande von Trockengebieten, wo mit den Niederschlägen auch die Wasserkraft der Flüsse gering ist (vgl. unten). Wir schließen hieraus, daß im allgemeinen die Flüsse die Einsenkungen der Erdkruste zuzuschütten vermögen, und dort, wo sie regelmäßig fließen, die tektonische Seebildung hindern. Das tiefste, durch Einbruch gebildete Seebecken der Landoberfläche ist der Baikalsee (1430 m tief, vgl. Andrees Handatlas S. 140).

5. Typen von Skulpturformen. Gletscher- und Windwerke.

Schneegrenze und Gletscher. Dem rinnenden Wasser sind in seiner Entfaltung auf dem Lande Grenzen gesetzt. Es fehlt zunächst dort, wo statt des Regens ausschließlich oder sehr vorwiegend Schnee fällt. Bekanntlich nimmt mit der Erhebung der Schneefall zu, und von einer gewissen Höhe an fällt mehr Schnee, als die Sonnenwärme zu schmelzen vermag. Das ist die Schneegrenze. Sie liegt verschieden hoch; in den Polargebieten dem Meeresspiegel nahe, erhebt sie sich in der Tropenzone auf 4—5 km Höhe, wie aus folgender Tabelle entnommen werden kann.

Höhe der Schneegrenze in Kilometern.

Breite	Nördliche Halbkugel	Südliche Halbkugel
0°—10°	zw. 4,4 u. 4,7 (Anden v. Colombia).	zw. 4,5 u. 5,1 (Anden v. Ecuador).
10°—20°	zw. 4,3 u. 4,9 (Mexico).	zw. 4,8 u. 5,9 (Anden).
20°—30°	zw. 3,7 (Barma) u. 5,3 (Himalaja).	zw. 4,5 (Ostkordillere) u. ca. 6 (Anden).
30°—40°	zw. 2,9 (Taurus) u. 5,9 (Karakorum).	zw. 1,6 u. 4,5 (Anden).
40°—50°	zw. 1,6 (Kaskadengeb.) u. 3,8 (Kaukasus).	zw. 0,3 (Kerguelen) u. 2,4 (Neuseeland).
50°—60°	zw. 1,4 (West-Norwegen) u. 3,2 (Sibirien).	zw. 0,6 (Südgeorgien) und 1,2 (Feuerland).
60°—70°	zw. 0,8 (Alaska) u. 1,6 (Ost-Norwegen).	zw. 0,0 u. 0,3 (Antarktika).

Der sich oberhalb der Schneegrenze anhäufende Schnee geht zunächst in eine grobkörnige Abänderung, Firn genannt, über, die durch ihr eigenes Gewicht, teilweise unter dem Einfluß des gelegentlichen Tauens sich in körniges Eis verwandelt. Letzteres bewegt sich gleich jedwelchem dickflüssigen Körper der Schwere folgend nach abwärts und erstreckt sich als Gletscher so weit, bis ebensoviel abschmilzt, als oben durch den Schneefall zuwächst. Die Gletscher erscheinen sohin als die Entwässerungsadern der Gebiete ständiger Schneeanhäufung oder des Reiches des ewigen Schnees. Man nennt sie passenderweise auch Eisströme. Gleich den Strömen fließenden Wassers wirken sie mächtig an der Oberflächengestaltung des von ihnen bedeckten Landes.

Moränen und Rundhöcker. In welcher Weise die Gletscher ihren Boden gestalten, können wir aus der umstehenden Ansicht des Fieschergletschers (Abb. 101) ersehen. Auf dem Eise sehen wir langgedehnte schmale Schuttstreifen. Das sind die Obermoränen, welche in unserem Falle dadurch zustande kommen, daß Schuttmaterial auf die Gletscheroberfläche herabfällt und hier auf dem Eise abwärts gefrachtet wird. Diese Obermoränen entstehen an den Seiten des Gletschers und heißen, solange sie sich hier befinden, Seitenmoränen. Dort aber, wo wie im Hintergrunde unseres Bildes, zwei Gletscher zusammenfließen, vereinigen sich ihre beiden benachbarten Seitenmoränen zu einer großen Mittelmoräne, die in unserem Bilde so deutlich hervortritt. Man hat lange Zeit geglaubt, daß die Gletscher nur in der geschilderten Weise Gesteinsmaterial verfrachteten. Neuere Untersuchungen haben aber ergeben, daß auch ein ausgedehnter Gesteinstransport an der Sohle des Gletschers in Gestalt der Untermoränen stattfindet. Während das Material der Obermoränen im allgemeinen von der eckigen und kantigen Beschaffenheit des Gebirgsschuttes ist, wird das der Untermoränen abgenutzt. Die einzelnen Geschiebe kritzen sich gegenseitig und erhalten dadurch eine ganz eigenartige Gestalt. Man nennt sie gekritzte Geschiebe oder Scheuersteine. Dort, wo sich zwei Gletscher vereinigen, geraten ihre Untermoränen längs der Naht, an welcher die vereinigten Eisströme zusammengewachsen sind, in das Eis und bilden hier eine Innenmoräne. Die Innenmoränen sowie die an den Ufern befindlichen Untermoränen treten beim Abschmelzen des Gletschers zutage und gesellen ihr Material zu den Obermoränen, zu den Mittel- und Seitenmoränen, in denen man daher ganz regelmäßig Scheuersteine findet. Durch ihre Untermoränen kritzen die Gletscher ihre Unterlage und schleifen sie ab. So entstehen Schliffflächen auf dem Gletschergrunde. Doch beschränkt sich der Gletscher keineswegs bloß darauf, seinen Untergrund abzuschleifen, sondern er kann aus demselben auch große Gesteinsplatten ausbrechen, die er zu seiner Untermoräne gesellt und mit deren Hilfe er den Untergrund weiterhin abschleift. Durch diese vereinigte Tätigkeit des Ausbrechens und Abschleifens erhält der Untergrund eines Gletschers eine sehr merkwürdige höckerige Beschaffenheit, welche uns auf unserer Abb. 102 der Glaziallandschaft am Gazellehafen auf Kerguelen deutlich entgegentritt. Wir sehen dort Rundhöcker vom Eise gebildet, überstreut mit einzelnen Blöcken, welche das Eis an seiner Sohle herbeigefrachtet hat. Das Material der Ober-, Inner- und Untermoränen wandert mit dem Gletscher abwärts bis dahin, wo dieser abschmilzt. Es bleibt dann dort am Gletscherufer in Gestalt von ausgedehnten Ufermoränen lagern, wie wir solche an der linken Seite des Fieschergletschers (auf der rechten unseres Bildes) deutlich erkennen können; es bildet ferner am Gletscherende vielfach eine hohe Endmoräne. Das Untermoränenmaterial häuft sich aber auch unter dem abschmelzenden Gletscher an und bildet hier die Grundmoräne, welche nicht selten in Form langgedehnter Rücken, ähnlich den Sandbänken eines Flusses, unter dem Gletscher zur Ablagerung kommt.

Übertiefung der Täler. Der bodengestaltenden Wirksamkeit der Gletscher sind große Striche der Erde ausgesetzt gewesen. Während der Eiszeit waren die Gletscher allenthalben auf der Erde sehr viel größer als heute und nahmen gelegentlich eine ganz außerordentlich



Abb. 101. Fieschergletscher mit Oberaarhorn (3640 m) und Finsteraarrothorn (3550 m). Phot. Wehrli A.-G., Kilchberg-Zürich.

bedeutende Entfaltung. (Vergl. Andrees Handatlas, S. 3.) Unsere Abbildung des Fieschergletschers (Abb. 101) zeigt uns beiderseits desselben runde Gehängeformen, entstanden zu einer Zeit, als der Gletscher viel höher angeschwollen war als heute und bis dahin reichte, wo die



Abb. 102. Rundhöckerlandschaft am Gazellehafen auf Kerguelen. Aufnahme von Prof. Dr. Carl Chun, „Valdivia“-Expedition. (Zu Seite 163.)

zackigen Gebirgsformen entgegentreten. Allenthalben in den Alpen sehen wir eine solche Schliffgrenze der eiszeitlichen Gletscher, welch letztere sich bis weit aus dem Gebirge heraus erstreckten, in Ober-Bayern bis in die Gegend von München und Augsburg, in der Schweiz das Mittelland zwischen Alpen und Jura erfüllend. Diese gewaltigen Gletscher haben das Gefälle der Alpentäler ganz merklich beeinflußt und sind die Ursache für die eigenartige Talszenerie unseres Gebirges, welche weit von der abweicht, die wir als normale kennen gelernt haben. Die großen mächtigen Hauptgletscher nämlich haben die unteren Partien der Täler trogförmig erweitert und vertieft und sich dadurch die ihren Bewegungsverhältnissen entsprechenden Betten geschaffen. Diese Tröge sind in den großen Tälern viel tiefer als in den kleineren; jene erscheinen daher gegenüber diesen übertieft, und es münden die Seitentäler hoch über den Haupttälern. So erklären sich die Stufenmündungen in den Alpentälern, über welche die Flüsse der Nebentäler in Wasserfällen herabstürzen, oder in die sie in enge Schluchten, Klammen genannt, einschneiden. Unsere Ansicht aus der Sierra Nevada (Abb. 103) zeigt uns eine derartige Stufenmündung. Wir sehen ein kleines Seitentälchen hoch über dem übertieftesten Haupttal liegen: es ist neben demselben gleichsam aufgehängt. Man spricht daher in Amerika auch von Hängetälern.

Gebirgsseen. Die Übertiefung des Haupttales folgt dem Lauf der Alpengletscher bis nahe an ihr Ende. Hier setzt sie aus und wird durch mächtige Moränenaufschüttungen abgelöst; in denselben endet die Übertiefung stumpf in Gestalt einer großen Wanne, welche nunmehr von Wasser erfüllt wird. Unsere großen und tiefen Alpenseen (vgl. die Tiefendarstellung in Andrees Handatlas S. 67/68, S. 79/80) sind nichts anderes als die Enden der durch die eiszeitlichen Gletscher bewirkten Talübertiefung. Sie werden von großen Moränengürteln umspannt, zusammengesetzt aus den Wällen der Ufermoränen und Endmoränen und aus einem inneren Kranze von gewöhnlich etwas gestreckten Grund-Moränenhügeln, die man als Drumlin bezeichnet. Gewaltige Schottermassen umrahmen die Endmoränen. Es sind die Geröllablagerungen der Flüsse, die den Gletschern entströmten. Wir können sie bis weit ab von den Alpen verfolgen.

Der Seenreichtum so vieler Gebirge hängt mit der eiszeitlichen Gletscherausdehnung zusammen. Gelegentlich hatten dieselben eine ähnliche Ausdehnung wie in den Alpen; dann sehen wir in den Gebirgen ausgedehnte Talseen, wie uns solche beispielsweise in den Gebirgen von Britisch Columbia (Andrees Handatlas S. 183) und in den Gebirgen von Patagonien (Andrees Handatlas S. 200) und im südlichen Chile (Andrees Handatlas S. 196, Nebenkarte) entgegentreten. Manchmal aber auch ist die Gletscherausdehnung kleiner als in den Alpen gewesen, und da fehlen die großen Talseen, wie z. B. in den Pyrenäen, dem Himalaja und der Sierra Nevada von Nordamerika: es finden sich in diesen Gebirgen nur kleine Hochseen, an Stellen, wo die Gletscher stärker als unmittelbar weiter abwärts ihre Betten erodierten. Einen solchen Hochsee zeigt uns unsere Abb. 103 aus der Sierra Nevada. Auch die Alpen sind reich an Hochseen, diese liegen hier meist in den Betten früherer kleiner Gletscher, die sich am Berggehänge erstreckten und hier eigenartige Nischen, die Kare, ausweiteten. Ähnlicher Art sind die kleineren Seen der niederen Tauern (Andrees Handatlas S. 63) und die kleinen Seen des Böhmer Waldes, des Schwarzwaldes und Wasgaus.

Seenreichtum vergletschert gewesener Länder. In anderen Ländern wiederum ist die eiszeitliche Gletscherausdehnung sehr viel größer gewesen als die der Alpen, und es sind ganze Länder gänzlich vom Eise bedeckt gewesen, wie ganz Nordeuropa und die Hälfte von Nordamerika (vgl. Andrees Handatlas S. 3). In diesen weiten Gebieten hat die eiszeitliche Vergletscherung die ursprüngliche Talgestaltung durchaus umgeändert, und wir treffen hier allenthalben einen außerordentlich großen Seenreichtum. Die einen Seen sind wie die Skandinaviens und Finnlands (vgl. Andrees Handatlas S. 108/109, 110/111), gleich vielen kleineren Seen von Canada (Andrees Handatlas S. 179/180) eingeschliffen in den festen Fels, und ihre Erstreckung verrät entweder die einstige Ausdehnung wenig widerstandsfähiger Gesteine oder das Einsetzen besonders starker erodierender Kraft; andere Seen der Gletschergebiete füllen Lücken in den Moränenaufschüttungen aus. Dazu gehören die zahlreichen Seen des norddeutschen Flachlandes auf der preußischen Seenplatte (Andrees Handatlas S. 44), auf der pommerschen Seenplatte (ebenda S. 46), auf der mecklenburgischen und holsteinischen Seenplatte (S. 55/56). So hängt denn der Seenreichtum ganz ausgedehnter Länder vornehmlich mit den Gletschern



Abb. 103. Glaziale Tallandschaft in der Sierra Nevada (Nordamerika). Nach einer Photographie von Gr. K. Gilbert.

der Eiszeit zusammen, deren bodengestaltende Wirkungen zu wesentlich anderen Formen führen, als die Tätigkeit des rinnenden Wassers. Dabei handelt es sich aber hier wie da im Grunde genommen immer wieder um dieselben Vorgänge, nämlich um Erosion an der einen Stelle und um Ablagerung an der anderen, und die Gesetze, welche die Entwickelung von Erosion und Ablagerung bestimmen, sind hier wie da die gleichen; nur ist die Entfaltung der Wassermassen eine andere als die der Eismassen. Die Wassermassen treten immer nur als kleine Fäden entgegen, welche längs bestimmter Linien arbeiten und neben welchen das Land durch die unter der Luft wirkenden Vorgänge unter unseren Augen umgestaltet wird. Die Gletscher sind immer von viel größerer Masse, namentlich die eiszeitlichen sind von ganz außerordentlicher Ausdehnung gewesen, wahre Überschwemmungen des Landes mit Eis. Diese gewaltigen Überschwemmungen gestalteten ihren Boden nach ganz eben denselben Gesetzen um, wie die Flüsse ihren Boden innerhalb ihres Bettes. Wie die Kolke in felsigen Flußbetten der Tiefe des Wassers entsprechen, so entsprechen in Gletscherbetten große wannenförmige Kolke der Mächtigkeit des Eises.

Windwirkungen. Neben dem rinnenden Wasser ist allenthalben auf der Landoberfläche außerhalb der vergletscherten Gebiete der Wind wirksam, aber die Entfaltung seiner Tätigkeit ist gering in unseren Ländern, wo der Erdboden vor seinen Angriffen durch ein reiches Pflanzenkleid geschützt ist. Anders dort, wo das Erdreich nackt daliegt, da entfaltet er sein Spiel; er bläst die feinerdigen Bestandteile des Bodens weit hinweg, er weht die sandigen zu Haufen, den Dünen, zusammen; mit dem treibenden Sande greift er, in ähnlicher Weise wie ein Sandgebläse Glas, selbst den härtesten Fels an; indem er endlich die Verwitterungsprodukte ausweht, schafft er im Bereiche leicht verwitterbarer Gesteine Vertiefungen. Diese Vertiefungen haben aber gleich den Anhäufungen durch den Wind nicht so systematisch geordnete Böschungen wie die Wasserwerke. Befähigt nicht bloß Staub, sondern auch Sandkörner hoch emporzuheben, was wir ja bei jedem Wirbelwinde sehen, ist der Wind gleich dem Gletschereise in der Lage, isolierte Kolke von ansehnlicher Ausdehnung zu bilden, rings um Hohlformen herum Sand und Staub abzulagern.

Sandwüsten. Die Windwirkungen knüpfen sich nach dem Gesagten vornehmlich an vegetationslose Gebiete, und zwar in erster Linie an die großen Trockengebiete der Erde, wo mit den Niederschlägen nicht bloß die Grundlage der Vegetation sondern auch die Ursache der Wasserwirkungen fehlt. Die Wüsten haben daher eine ganz besondere Oberflächengestaltung. Beherrscht wird dieselbe durch das Auftreten großer Sandmassen, die der Wind zu Dünen zusammengeweht hat. Sie leiten ihren Ursprung teils von der Verwitterung von den Gesteinen der Wüste, insbesondere von Sandsteinen her, wie z. B. in der Libyschen Wüste, größerenteils aber rühren sie von den Anschwemmungen der Flüsse her, welche in der Wüste versiegen; das gilt insbesondere von den ausgedehnten Dünen des Aralokaspischen Beckens, zwischen dem Syr-Darja und Amu-Darja (Andrees Handatlas S. 139), von denen des Tarym-Beckens im Herzen von Asien (ebenda S. 147), von denen der Wüste Thar östlich des Indus (S. 149), von den Dünen (Medanos) des nördlichen Mexico, von denen der Kalahari Südafrikas (Andrees Handatlas S. 168). Irgend ein Hindernis, das den Wind veranlaßt, den mitgeführten Sand fallen zu lassen, bietet die erste Veranlassung zur Dünenbildung. Es entsteht ein Sandhaufen. Derselbe wird an seinen beiden Flanken stärker verweht als in der Mitte, wo er am höchsten ist; er erhält dadurch einen sichelförmigen Grundriß und die Form, welche in Abbildung 104 dargestellt ist, das ist die der Sicheldüne oder des Barchan. Je länger der Wind am Barchane arbeitet, desto mehr ziehen sich dessen beide Flügel aus, desto mehr streckt er sich in der Richtung des herrschenden Windes und nimmt schließlich die Gestalt eines in dieser Richtung gedehnten Walles an. Das ist die Strichdüne. Die Abhängigkeit dieser Strichdünen vom herrschenden Winde tritt namentlich in den Wüsten des Indusgebietes entgegen. Sie streichen hier von Südwesten nach Nordosten, parallel zum Südwest-Monsune und Nordostpassate. Ebenso sind die Dünen des ungarischen Tieflandes, namentlich die der Pusta Deliblat parallel den dort herrschenden Nordwest- und Südostwinden gestellt. In anderen Gebieten scheinen die Dünen ähnlich den Wellen des Wassers senkrecht zur Richtung des Windes zu stehen, weswegen man die im Inneren des Landes gelegenen Kontinentaldünen in Strich- und Walldünen teilt. Zwischen den einzelnen Dünenzügen weht der Wind das lose Erdreich aus und schafft langgedehnte

schmale Furchen, in Zentralasien Bajir genannt. In langen Reihen geordnet, gleichen die Kontinentaldünen Zentralasiens mit den zwischen ihnen gelegenen Bajiren den erstarrten Wogen eines Meeres. Sie halten sich gleich denselben in bestimmten Höhengrenzen von gewöhnlich weniger als 100 m, und wenn sie auch den oberen Gesamteindruck der Gegenden ihres Auftretens nicht verwischen, so stellen sie doch Unebenheiten dar, welche dem Verkehre ernsthafte Hindernisse bereiten.

Felswüsten. So weit verbreitet das Auftreten des Wüstensandes auch ist, so wäre doch gefehlt, die Wüsten ganz allgemein als Sandflächen zu bezeichnen. Neben der Sandwüste oder Areg kennt der Bewohner der Sahara die weit ausgedehntere Felswüste oder Hammada. Hier geht der Fels nackt zutage, lediglich bedeckt mit größeren Gesteinsscherben, die der Wind nicht zu verfrachten vermag, an die er aber durch den herübergewehten Sand einzelne Flächen wie Facetten angeschliffen hat. Besteht der Felsgrund wie stellenweise in der Kieswüste oder Sserir der Libyschen Wüste aus Geröllablagerungen, so werden alle oberflächlich umherliegenden Gerölle also facettiert und in Kantengerölle verwandelt. Alle rasch verwitternden Gesteine werden in der Felswüste stärker abgetragen als ihre schwerer zerstörbaren Nachbarn; an Abfällen werden sie unter letzteren weggeweht, so daß diese dann als überhängende Gesimse hervorspringen, bis sie endlich abbrechen und als Schutzplatten die leicht verwitterbare Unterlage zudecken. Auf den Höhen wird das leicht Verwitterbare aus seiner Umgebung herausgeweht und statt seiner findet man weit gedehnte, flache Hohlformen. Dafür bilden die schwer zerstörbaren Gesteine Aufragungen, die häufig nicht miteinander zusammenhängen und als Inselberge entgegentreten. Am Fuße jäh aufragender Einzelerhebungen aber nagt das Sandgebläse des Wüstenwindes; es untergräbt ihn, Felssäulen nehmen pilzähnliche Gestalt an und brechen schließlich zusammen. Abb. 105 zeigt uns einen solchen Pilzfelsen. So arbeitet der Wind an der Zerstörung aller stärkeren Unebenheiten und schafft ein flachwelliges Gelände, dessen Aufragungen sich an schwer zerstörbare, dessen Vertiefungen sich aber an leicht verwitterbare Gesteine knüpfen, also eine rumpfähnliche Fläche, die aber der Einheitlichkeit der Böschungen entbehrt.

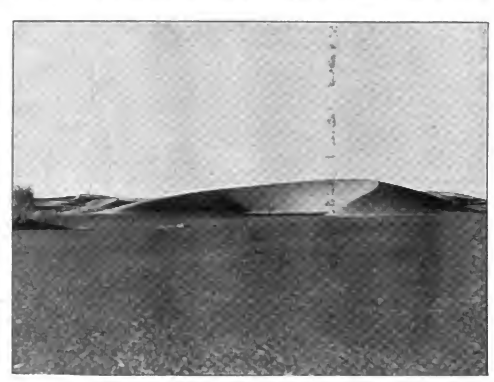


Abb. 104. Sicheldüne oder Barchan in Seistan (Ost-Persien).
Nach: Geograph. Journal Vol. XXVIII.

Wüstengebirge. Arbeitet also der Wind auch in hohem Umfange abtragend, so ist er doch ziemlich ohnmächtig gegenüber den Krustenbewegungen, welche Unebenheiten schaffen. Finden sich oder bilden sich Erhebungen in der Wüste, so werden diese in erster Linie vom Wasser zerstört, welches nur in ganz wenigen Strichen der Erde gänzlich fehlt, und namentlich auf Wüstengebirgen bei Gewittern gelegentlich, wenn auch selten in ansehnlichen Mengen fällt. Es benagt die Wüstengebirge in der ihm eigenen Weise; abwärts laufend, furcht es Rinnen und Rillen ein und spült in ungeheuren Massen den Verwitterungsschutt, den keine Vegetationsdecke festhält, mit sich. Aber nicht ständig arbeitend, schneidet es nicht langgedehnte,

sondern immer nur kurze, häufig sehr steile Täler ein, zwischen denen sich manchmal Gratformen erstrecken. Solcher Art sind die kurzen **Wadis** am Saume des Niltales in der Arabischen und Libyschen Wüste in Ägypten (vergl. Abb. 106), die Täler des Sinai und der Gebirge auf der gegenüberliegenden Seite des Golfes von Suez. Windwirkungen sieht man in ihnen so gut wie gar nicht, wenn man absieht von den Flugsandmassen, welche in sie hinein geweht sind.

Vorübergehend, wie die Regenschauer, welche in den Wüstengebirgen fallen, sind die in ihnen abwärts fließenden Wasser; sie erreichen höchstens den Fuß des Gebirges und versiegen hier, den mitgeführten Schutt in Gestalt steiler Schuttkegel hinterlassend. Diese ordnen sich nicht, wie in den reich benetzten Ländern, bestimmten Böschungssystemen unter, sondern jeder entwickelt sich in seiner Art, sie zerlegen vorhandene Vertiefungen in einzelne Abteilungen. So kommt es auch am Fuße von Wüstengebirgen zur Entstehung geschlossener Hohlformen.

Depressionen und Salzseen. Ohnmächtig wie gegenüber entstehenden Aufragungen ist der Wind auch gegenüber den Einsenkungen, welche die Krustenbewegungen in den Wüsten schaffen. Nagen an jenen wenigstens die Wasser zeitweiliger Regengüsse, so fehlen die Flüsse, welche diese zuzuschütten und mit Wasser zu erfüllen vermöchten; sie bleiben leer und bergen höchstens zeitweilig eine flache Salzlache an ihrem Boden. Große geschlossene Hohlformen sind bezeichnend für die Trockengebiete der Erde. Einige senken sich bis unter den Meeresspiegel herab und heißen Depressionen. (Vgl. die Gebiete unter dem Meeresspiegel; Andrees Handatlas S. 3/4.) Derartige Depressionen finden sich gelegentlich tief im Innern der Festländer, wie z. B. bei Turfan im Herzen Zentralasiens (— 130 m), in Death Valley im südlichen Kalifornien (— 35 m), am Lake Eyre inmitten Australiens (— 12 m), oder näher den Küsten wie die Depressionen der Libyschen Wüste (— 25 m) und die Schotts, südlich vom Atlas in Algier (— 30 m). Andere Depressionen sind zum größten Teile mit Wasser erfüllt, das von feuchten Gebieten ihnen zufließt und in ihnen verdunstet, unter Rücklassung der in ihm gelösten Salze, weswegen die Depression von einem Salzsee eingenommen ist. Der ausgedehnteste von ihnen ist der Kaspisee, wegen seiner Größe auch Kaspisches Meer genannt (vgl. Andrees Handatlas S. 4 u. 139). Hier liegen etwa 600000 qkm unter dem Meeresspiegel. Der Spiegel des Kaspischen Meeres befindet sich 26 m, sein Boden gar 972 m darunter. Der tiefste Punkt der unbenetzten Erdoberfläche liegt in der Jordansenke, einem Grabenbruche, in Palästina; der Spiegel des Toten Meeres befindet sich hier 394 m unter dem des Mittelmeeres; dabei hat jener See noch eine Tiefe von 357 m. S. 142 von Andrees Handatlas zeigt mit grüner Farbe die ausgedehnten Gebiete, welche hier unter dem Meere gelegen sind. Außer den großen Salzseen, welche am Boden von Depressionen gelegen sind, gibt es solche in größeren Meereshöhen, welche gleichfalls Einbrüche oder Einbiegungen in Trockengebieten einnehmen. So haben wir neben den leeren großen Hohlformen von Deutsch-Ostafrika den Salzwasser bergenden Rudolf-See und Stephanie-See (Andrees Handatlas S. 167); daneben liegt ferner der Tanganjika-See, der in nassen Jahren durch den Lukuga zum Kongo abfließt, in trockenen aber abflußlos ist. Schließ-



Abb. 105. Pilzfelsen in Gara (Libysche Wüste).
Nach einer Photographie des Frhr. Kurt von Grünau. (Zu Seite 169.)

lich haben wir im Njassasee einen ständig abfließenden See, welcher gleich den anderen Seen und den leeren Wannen sich an große grabenförmige Einbrüche knüpft. Wir können das Nebeneinandervorkommen von leeren, von teilweise mit Salzwasser und von ganz bis zum Überlaufen mit Süßwasser gefüllten Gräben unter der Annahme verstehen, daß in Deutsch-Ostafrika einmal allgemeiner ein trockenes Klima herrschte, währenddessen die Gräben einbrachen. Infolge eines Klimawechsels wurde dann das Gebiet der Trockenheit eingeengt, und es füllten sich die ursprünglich leeren Wannen teilweise mit Salzwasser oder ganz mit Süßwasser.

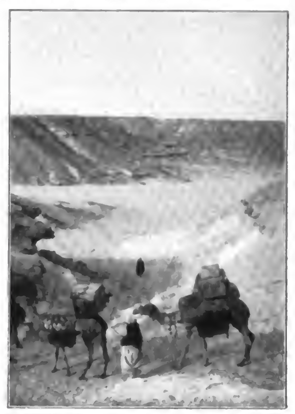


Abb. 106. Wâdi Ummehuêmil in der Libyschen Wüste. Nach einer Aufnahme des Frhr. Kurt von Grünau.

Die Depressionen knüpfen sich nicht unbedingt an tektonische Einsenkungen; manche sind auch Hohlformen, die durch Abdämmung entstanden sind. So hat der Coloradofluß durch sein Delta den nördlichen Zipfel des Golfes von Kalifornien abgeschnürt; das Wasser ist dann infolge der dort herrschenden Trockenheit verdunstet, und es ist eine tiefe Depression (— 80 m) entstanden, die sich neuerdings, seitdem der Coloradofluß in sie abgeleitet worden ist, mit süßem Wasser füllt (Andrees Handatlas S. 185). Ferner sind an trockenen Gestaden manche Lagunen ausgetrocknet und ihr Boden tritt nun als Depression entgegen. Die Depressionen sind nicht die einzigen Partien der festen Erdkruste, welche sich im Bereiche der Festländer unter den Meeresspiegel herabsenken; gleiches geschieht auch am Boden zahlreicher Binnenseen, mögen sie nun, wie z. B. der Baikalsee, durch Grabensenkungen, oder, wie die großen schwedischen Seen, durch Gletschererosion entstanden sein, oder durch vulkanische Explosionen ausgesprengt sein. In allen erwähnten Fällen ist die Hohlform von vornherein bis unter den Meeresspiegel eingetieft gewesen, in anderen ist sie erst nach ihrer Entstehung unter denselben gesenkt worden; das gilt z. B. von manchen Karstlöchern an der Ostküste der Adria. Man spricht hier wie da von *Kryptodepressionen*.

Windwirkungen außerhalb der Wüsten. Die Windwirkungen sind nach dem S. 168 Gesagten keineswegs ausschließlich für Wüstengebiete bezeichnend, sie sind allenthalben dort oberflächengestaltend, wo loses Erdreich vor ihnen durch die Pflanzendecke nicht geschützt ist. Das gilt in erster Linie vom Sande des Strandes, der häufig zu Küstendünen aufgetürmt ist; mit ihnen beschäftigen wir uns später. Das gilt von den Ablagerungen im Überschwemmungsgebiete von Flüssen. Insbesondere während des Eiszeitalters ist der Hochwasserschlamm und der Sand der Flüsse Norddeutschlands verweht worden, welche dem skandinavischen Inlandeise entströmten. Neben den Moränen sind in den breiten Überschwemmungsbetten jener Flüsse mächtige Dünen aufgeworfen worden. Der treibende Sand hat ferner in Norddeutschland die vom Inlandeise herbeigefrachteten Blöcke zu Kantengeschieben umgestaltet, die denen der Wüsten gleichen, ohne jedoch auf ein Wüstenklima zu deuten. Ferner werden die bei vulkanischen Eruptionen ausgeworfenen Sandmassen ein Spiel des Windes und von diesem haufenförmig zusammengeweht, wie dies in Island zu beobachten ist; weiter sieht man auf den Graten des Hochgebirges zahllose Spuren von Windwirkungen; Stürme verwehen allen kleineren Schutt und fegen gelegentlich kleine Scharten aus.

Lößländer. Für alle Gebiete, wo der Wind arbeitet, mögen sie in den Wüsten oder in anderen Klimaten gelegen sein, ist der Mangel an feinerdigen Bodenbestandteilen bezeichnend. Sie werden verweht. Der Wüstenstaub der Sahara wird vom Nordostpassat bis zu den Kanarischen Inseln und weit hinaus ins Atlantische Meer geblasen; weithin wird der Schlamm der Gletscherbäche in den südlichen Fjorden Grönlands vom Winde getragen. Der verwehte

Staub kann nur dort wieder zur Ablagerung gelangen, wo er durch Pflanzen festgehalten wird; namentlich den Grasfluren kommt in dieser Hinsicht große Bedeutung zu. Der Schlamm der eiszeitlichen Gletscherflüsse Europas ist aus deren Überschwemmungsbetten weit hinausgeweht worden, und festgehalten durch die spärliche Vegetation der Berghänge, ist er auf diesen als Löß zur Ablagerung gelangt. Mächtige Lößmassen begleiten den Saum der skandinavischen Vergletscherung quer durch Deutschland und treten in der Nachbarschaft der Flüsse entgegen, welche durch die eiszeitlichen Alpengletscher gespeist wurden, namentlich an der Rhone, am Rhein und an der Donau. In der Nähe von Wien ummänteln sie ganze Berge, in den Gebirgen rings um das ungarische Tiefland füllen sie stellenweise kleine Talbecken aus, weite Flächen decken sie im südlichen Rußland. Ähnlich ist das Auftreten großer Lößmassen in China beiderseits des Hoangho, in der Mitte Nordamerikas in der Nähe des Zusammenflusses von Missouri und Mississippi; wie im südlichen Rußland finden sich Lößdecken in den Pampas von Argentinien.

Als Staub, verweht von den Gebieten starker Windwirkungen und festgehalten in deren Umgebung durch Pflanzen, ist der Löß ein ungemein leicht bewegliches Gestein, das leicht vom Wasser zerschnitten werden kann. Wo die Höhenverhältnisse dies erlauben, wird er von tiefen, steilwandigen Schluchten durchsetzt, die namentlich in China große Verkehrshindernisse sind. Die lockere Lagerung seiner einzelnen Staubteilchen ermöglicht leicht, Höhlungen in ihn einzuarbeiten, deren Dach dank seiner gleichmäßigen Struktur ebenso leicht hält, wie seine Wandungen stehen. Sowohl in China wie auch in Ungarn sind daher nicht selten Höhlenwohnungen im Löß angelegt. Dieser ist vermöge seiner physikalischen Beschaffenheit und Zusammensetzung aus unverwitterten Materialien allenthalben ein ganz ausgezeichneter Ackerboden und wird, wo er an Gehänge gelagert ist, wegen der Bodenkultur künstlich terrassiert. Abb. 107 zeigt uns eine derartige Lößlandschaft aus dem nördlichen China; die tieferen Gehängepartien sind mit Löß überkleidet; soweit er reicht, erstrecken sich die künstlichen Terrassen.

Einfluß des Klimas auf die Gestalt der Landoberfläche. Unsere Darlegungen lassen erkennen, daß die feinere Skulptur der Landoberfläche ganz wesentlich vom Klima abhängt. Wir können unterscheiden: 1) humide (feuchte) Gebiete, beherrscht von der gestaltenden Tätigkeit des rinnenden Wassers; das sind Gebiete, in denen der Niederschlag die Verdunstung überwiegt und Wasser abrinnt; 2) aride (trockene) Gebiete, in denen mehr verdunstet als regnet, wo daher das rinnende Wasser immer nur zeitweilig und örtlich in Wirksamkeit tritt, wo also wegen der herrschenden Trockenheit der Wind die vornehmste bodengestaltende Kraft ist; 3) glaziale Gebiete, welche der erodierenden und anhäufenden Tätigkeit des Eises unterworfen sind. Die Grenzen dieser drei Gebiete greifen auf das mannigfachste ineinander ein. Die Abschmelzgebiete der Gletscher reichen aus dem Bereiche des glazialen Klimas, wo mehr Schnee fällt, als geschmolzen werden kann, in das humide Klima hinein und entziehen hier ausgedehnte Flächen der Tätigkeit der Flüsse; anderseits unterwerfen jene Flüsse, welche aus den humiden Gebieten heraus in die ariden fließen, hier ausgedehnte Strecken der Wasserwirksamkeit. In solchen Grenzzonen vergesellschaften sich die bodengestaltenden Wirksamkeiten glazialer und humider, sowie humider und arider Länder, es werden die Eiswirkungen jäh von Wasserwirkungen abgelöst, oder diese kommen neben ariden Erscheinungen vor.

Die Grenzen glazialer, humider und arider Gebiete greifen aber nicht bloß räumlich ineinander ein, sondern liegen auch zeitlich nicht fest. Während des Eiszeitalters lag die Schneegrenze auf der gesamten Erde 1000 m und mehr tiefer, als unsere Tabelle auf S. 163 angibt. Infolgedessen waren in polnahen Gebieten, wo heute die Schneegrenze bereits sehr tief liegt, sehr beträchtliche Landmassen vereist, die es heute nicht sind, und welche auch vorher nicht vergletschert gewesen waren. Die Eiswirkung knüpfte hier an die Werke der Flußwirkungen an und modifizierte sie. Der gesamte Kreis von Folgeformen des Wassers spielte während der Eiszeit hier die Rolle von Urformen gegenüber den Wirkungen des Eises. Umgekehrt knüpft gegenwärtig das rinnende Wasser hier an die vom Eise gezeitigten Formen an. Wo die alten Tallandschaften, wie in den Alpen, durch die Gletscher nur verhältnismäßig unbedeutend verändert worden sind, findet es seine alten Bahnen leicht wieder; es schüttet die übertieften Täler sowie die darin eingesenkten Seen zu und zerschneidet deren Riegel, so daß sie bald verschwinden müssen. Anders in jenen Flachlandgebieten, wo die alten Formen durch



Abb. 107. Künstlich terrassierte Lößgehänge in der Provinz Shansi unweit Wutai-hsien. Nach einer Photographie von Bailey Willis.

die Eisbedeckung ziemlich verändert worden sind. Hier muß das Wasser sein Werk vom Grund aus aufs neue beginnen, und die den Gletschern hinterlassene Oberfläche spielt mit allen ihren Unebenheiten die Rolle einer Urfläche, auf welcher sich eben die Gerinne neu entwickeln. Finnland ist das typische Beispiel eines Landes mit solch einer embryonalen Hydrographie (Andrees Handatlas S. 108/109). Die Flußläufe sind hier nur Bindeglieder zwischen Seen, sie sind kaum eingeschnitten, ihre Wasser brausen in zahlreichen Wasserfällen von See zu See.

Mannigfache Anzeichen sprechen dafür, daß während der großen Eiszeit auch die Grenzen der benetzten und trockenen Gebiete andere waren, als sie heute sind, und zwar, daß entsprechend der allgemein eingetreten gewesenen Temperaturerniedrigung, welche die Eiszeit ausgezeichnet haben dürfte, Gebiete vom Wasser überronnen wurden, die heute trocken daliegen. In der Tat findet man im Bereiche des ariden Klimas Formen, die auf frühere Wasserwirkungen hinweisen. Ausgedehnte, jetzt trockene Rinnen durchziehen die Hochflächen der Sahara, es sind jedenfalls Täler, welche wie andere erstarben, als das Wasser in ihnen zu rinnen aufhörte. Ferner erfolgt die Schuttanhäufung durch die Gerinne arider Gebiete vielfach in alten Tälern, welche unter anderen klimatischen Verhältnissen ausgefurcht worden sind. Knüpft sich also der Formenschatz der Wüsten in ähnlicher Weise wie der früherer Gletschergebiete an einen älteren, durch Rinnsale gebildeten Formenschatz an, so hat auch das Umgekehrte sich ereignet. Manche tief gelegenen Gebiete, in welchen der Wind lange Züge von Kontinentaldünen aufgeworfen hat, werden nunmehr wieder stärker benetzt, und es entwickeln sich nunmehr zwischen den Flugsandhaufen neue Wasserläufe. Den Beginn einer solchen Umwandlung sieht man wahrscheinlich im westlichen Sibirien zwischen Ischim und Irtysch (Andrees Handatlas S. 139), wo der Lauf zahlreicher paralleler Flüsse offenbar durch Dünenreihen bestimmt ist. Auch der eigentümlichen Anordnung des Flußnetzes zwischen Donau und Drau im ungarischen Tieflande (Andrees Handatlas S. 73) scheint ein vom Winde geschaffener Schatz von Formen zugrunde zu liegen, welche die Rolle von Urformen spielen. Endlich sind, wie wir schon erwähnten, namentlich im nördlichen China, mächtige Lößlager von den Gewässern durchschnitten worden, und das Nebeneinandervorkommen von leeren, halb- und ganz vollen Senkungsfeldern in Deutsch-Ostafrika führte uns zur Annahme früher größerer arider Gebiete.

6. Ausbildung und Verbreitung großer Komplexe von Strukturformen.

Wechsel in der Verbreitung tektonischer Vorgänge. In allen Perioden der Erdgeschichte ist es zur Bildung der Strukturformen gekommen, die wir gegenwärtig auf der Erdoberfläche antreffen, aber die einzelnen tektonischen Vorgänge haben den Ort ihres Auftretens vielfach geändert. Schichten sind zusammengestaut worden in Gebieten, welche seither nur Verbiegungen erfahren haben, Vulkane waren tätig in Ländern, wo sich gegenwärtig nicht die leiseste Spur vulkanischer Tätigkeit findet, große Verwerfungen sind erfolgt an Stellen, wo gegenwärtig der Boden scheinbar unbeweglich ist. Mit dem Schauplatze ihres Wirkens haben die tektonischen Kräfte aber auch die Richtung ihrer Entfaltung verändert. Die Schichten des Harzes z. B. sind am Schlusse des paläozoischen Zeitalters so gefaltet worden, daß sie von Südwesten nach Nordosten streichen; später sind sie als Horst zwischen rechtwinklig dazu von Südosten nach Nordwesten reichenden Spalten emporgehoben worden. Nach welchen Regeln jener Wechsel im Auftreten und Wirken der tektonischen Vorgänge erfolgt ist, ist uns noch ebenso unbekannt wie ihre Ursachen. In Europa hat sich der Schauplatz des Zusammenschubes im Laufe der geologischen Vergangenheit ständig nach Süden verlegt. Bei Beginn des paläozoischen Zeitalters lag er in Skandinavien und Nordschottland; am Ende jenes Zeitalters erfolgte er in Frankreich und im Deutschen Reiche; die in den Horsten Mittel- und Süddeutschlands zutage tretenden Rumpfflächen gehören einem großen Gebirgsbogen an, der sich zwischen Rhein und Oder nordwärts krümmte; am Schlusse des mesozoischen Zeitalters und namentlich in der Tertiärperiode geschah der Zusammenschub endlich dort, wo sich gegenwärtig die Hochgebirge unseres Erdteils befinden.

Stauungszonen. An die Zusammenstauung der Erdkruste knüpfen sich die großen Hochgebirge der Erde. Der Himalaja dankt einem Stauungsvorgang, über dessen Einzel-

heiten wir allerdings noch nicht unterrichtet sind, seine Entstehung. Dasselbe gilt von den Hochgebirgen Zentralasiens, vom Kwen Lun ebenso wie vom Tienschan. Außerordentliche Höhen erreichen die zusammengestauten Schichten an der Nordwestküste Nordamerikas, im südlichen Alaska. Alpen, Kaukasus und Pyrenäen bezeichnen Stauungszonen in Europa und Nachbarschaft, die Kordilleren Südamerikas und die Alpen Neuseelands solche der Südhemisphäre. Die große Erhebung aller dieser Gebirge bedingt ihren großen Niederschlagsreichtum, den selbst die meerfernen von ihnen genießen, und dieser hat zur Folge, daß sie durchweg sehr stark von meist kräftig arbeitenden Flüssen durchschnitten sind. Sie sind deswegen allesamt Ruinen größerer Erhebungen. Dank ihrer großen Höhe reichen ihre Gipfel durchweg in das Reich des ewigen Schnees, und eiszeitliche Gletscher haben tief unter den heutigen ihre Täler übertieft sowie ihre Firste zugeschärft. Gratformen walten in ihnen allen vor; ihre Flüsse tragen vielfach jugendlichen Charakter, entweder weil das Gebirge noch jung oder durch die Eiszeit verjüngt ist. Aber während alle großen Hochgebirge sich an Stauungszonen knüpfen, zeigen letztere keineswegs allgemein Hochgebirgsgepräge. Vielfach haben sie nur die Höhen des Mittelgebirges und rundliche Gipfelformen. Das kann ebensowohl Folge des Umstandes sein, daß sie noch auf dem Wege sind größere Erhebung zu erlangen, als ihres begonnenen Alters, das sich im Verluste ihrer jugendlichen Formen äußert.

Die großen Hochgebirge der Erde treten entweder als Scheide- oder als Randgebirge auf. Scheidegebirge erheben sich mauerartig zwischen niederem Lande. Pyrenäen, Alpen, Kaukasus und Tienschan sind einschlägige Beispiele. Randgebirge begleiten den Saum größerer plateauartiger Erhebungen. An den Rändern des Hochlandes von Tibet erheben sich Himalaja und Kwen Lun; die Stauungszonen des Kaskaden-Gebirges und des Felsengebirges schließen das Hochland des großen Beckens im westlichen Nordamerika ein; das Hochland von Kleinasien erstreckt sich zwischen Taurus und Pontischem Gebirge, das von Persien zwischen Elburs und Zagrosketten. Tritt in den beiden letztgenannten Hochländern ein deutlich ausgesprochener Beckenbau entgegen, so haben wir in Tibet und im Großen Becken sehr charakteristische parallele Bergketten zwischen den Randgebirgen, welche wahrscheinlich machen, daß das genannte, von letzteren eingeschlossene Hochland Zusammenpressungen erfahren hat.

Die innere Struktur der großen Hochgebirge ist allenthalben eine sehr verwickelte. Die Schichten sind stark zusammengepreßt; weit verbreitet sind Überschiebungen, und Schubdecken werden mehr und mehr kennen gelehrt. Deutlich tritt vielfach ein zonaler Bau hervor; gewöhnlich wölben sich in einer oder mehreren Zonen archaische Gesteine empor, andere Zonen bestehen aus paläozoischen oder mesozoischen Gesteinen, die Randzonen häufig aus tertiären Schichten. Man kann sich diesen Zonenbau in ähnlicher Weise erklären, wie wir den Bau der Alpen zu deuten versuchten, nämlich durch das Fortschreiten einer großartigen Falte der Erdkruste, einer **Grundfalte**, bestehend aus einem ausgepreßten Wulste und einer daneben befindlichen eingepreßten Senke. Letztere wurde während ihrer Einbiegung mit Sedimenten erfüllt, die gutenteils von der Abtragung des Wulstes herrühren, eventuell auch mit Massen verschüttet, die von jenem abglitten. Dann rückte die Grundfalte vorwärts, es wurden die mächtigen Ablagerungen der Einsenkung wulstförmig emporgehoben, und neben ihnen sank ein neuer Streifen ein. So gliederte sich Zone an Zone an die ursprüngliche Grundfalte an; und immer aufs neue bog sich davor eine Senke ein. In der Tat treffen wir ganz regelmäßig auf der einen Seite eines Stauungsgebirges ein **Vorland**, welches eine verschüttete Einsenkung darstellt; so das Schweizer Mittelland und die Donauhochebene nördlich der Alpen als das Alpenvorland, die Indus-Ganges-Ebene als Vorland des Himalaja; manche Vorländer liegen unter dem Meere, wie das der pontischen Gebirge und das des Taurus.

Ein bezeichnendes Merkmal der meisten Stauungszonen ist ihr bogenförmiger Verlauf, der sich regelmäßig zum Vorlande hin krümmt. In Europa biegen sich die Alpen und Karpathen nordwärts; die großen Stauungszonen Asiens, vor allem der Himalaja, sind südwärts gebogen, ebenso wie der Bogen der Sundainseln, eine ähnliche bogenförmige Krümmung weisen die Inselreihen auf, welche die ostasiatischen Randmeere begrenzen. Nennen wir ganz allgemein die Stelle, wo zwei Gebirge aneinander stoßen, eine **Kettung**, so heißen wir die Stelle, an welcher sich zwei Stauungsbogen zusammenketten, und von welcher sie wie zwei herabhängende Girlanden ausgehen, ihre **Scharung**, wie sie namentlich deutlich zwischen Hindu-Kusch und Himalaja (Andrees Handatlas S. 149), zwischen letzterem und den birmanischen

Ketten (ebenda S. 152) entgegentritt. Die einzelnen Erhebungswellen (Zonen) einer Stauungszone laufen ferner nicht selten auseinander, sie divergieren, wie die südamerikanischen Kordilleren in Colombia (Andrees Handatlas S. 197) oder beschreiben eine Virgation.

Die Stauungszonen sind vielfach mit großen Verwerfungen verbunden, und gelegentlich scheint es, als ob das zusammengestaute Gebirge später zerbrochen sei. Doch muß im Auge behalten werden, daß die großartige Zusammenstauung von Schichten, die uns der Bau vieler Gebirge offenbart, nicht an der Erdoberfläche bestanden haben kann, und daß manche Verwerfung vielleicht nichts anderes ist, als der oberflächliche Ausdruck einer in der Tiefe vonstatten gehenden Stauung.

Massive. Sobald in einer Stauungszone die Zusammenstauung der Schichten aufhört, was geschieht, wenn sie den Ort ihres Auftretens ändert, durchläuft sie den Abtragungszyklus, den wir näher kennen gelernt haben; die Gratformen zwischen den Tälern werden durch Rückenformen ersetzt, aus denen allerdings eine eiszeitliche Vergletscherung, so wie es in den Alpen geschehen ist, durch Entwickelung von Karen wieder schärfere Firste herausschneiden kann; schließlich wird das Gebirge in einen Rumpf verwandelt, dessen weitere Entwickelung von den Hebungs- und Senkungsvorgängen abhängt, denen er ausgesetzt wird. Wird ein Rumpf anhaltend gehoben, so tritt er uns als Massiv entgegen. Die großen Massive der Landoberfläche stehen in bezug auf ihre Höhen ganz wesentlich den Stauungszonen nach, wenn sie auch in der Regel massenhaftere Erhebungen darstellen. Die Wasserwirkungen sind in ihnen geringer; nur in hohen Breiten ragen sie, wie z. B. Grönland, über die Schneegrenze auf und tragen hier Inlandeismassen. In Europa hat der Aufbiegungsvorgang zweier Massive, des zentralfranzösischen und boischen in Böhmen bis zum Zerbrechen der Aufwölbung geführt, und es ist dieselbe in zahlreiche Horste und Senkungsfelder zerborsten; vulkanische Massen sind längs der dabei aufgerissenen Spalten dem Erdinnern entquollen, weswegen der Gedanke nahe liegt, daß die Aufwölbung mit vulkanischen Kräften zu tun hat. Andere Massive hingegen, wie das fennoskandische, nämlich das von Skandinavien und Finnland im nördlichen Europa und das canadische sind seit langer geologischer Vergangenheit von vulkanischer Tätigkeit verschont geblieben und die Aufwölbung, die sie seit dem Eiszeitalter erfahren haben, hängt höchst wahrscheinlich in einer allerdings noch unbekannten Weise mit dem Schwinden des Eises zusammen.

Senken und Schichttafeln. Senkt sich ein Rumpf anhaltend, so wird er zur Senke und damit der Schauplatz von Aufschüttungen. Senken erscheinen meistens als Ebenen oder als wellige Flachböden, je nachdem die Aufschüttung bloß durch rinnendes Wasser oder auch im Bereiche von Wüsten unter Mitwirkung des Windes geschieht. Gelegentlich werden sie auch, wie z. B. in Norddeutschland, von mächtigen Gletscheraufschüttungen eingenommen. In der Regel sind die Züge ihrer Oberflächengestalt sehr einförmige. Mannigfaltigkeit entwickelt sich erst dort, wo der Senkungsvorgang erloschen ist und das gesenkte Land vermöge seiner Höhenlage von Gewässern durchfurcht werden kann; dann werden die in ihnen abgelagerten Schichten durchschnitten und manchmal ausgeräumt, wobei es zur Bildung ererbter Formen kommt, oder es werden die widerstandsfähigen Glieder aus den leicht zerstörbaren in Form von Schichtstufen herausgearbeitet.

Senken, die unter den Spiegel des Weltmeeres geraten und der Schauplatz mariner Ablagerung gewesen sind, bevor sie neuerlich gehoben wurden, treten als Schichttafeln mit dem Formenschatz flachgelagerter Schichten entgegen (vergl. Abb. 108). Bald hat man es, wie z. B. im nördlichen Frankreich zwischen den Massiven des Zentralplateaus, der Bretagne und der Ardennen mit einer deutlichen Schichtstufenlandschaft zu tun, bald erscheinen sie als beinahe eben, wie das Land westlich vom Mississippi und Missouri, bald endlich tritt Bad-Land-Charakter entgegen. Mehrfach sind auch den Tafeln mächtige Moränen aufgesetzt, wie z. B. das Plateau du Coteau du Missouri; stellenweise erscheinen sie als Wüsten, wie z. B. die große Wüstentafel der Sahara. In der Regel weisen die Tafeln nur geringe Meereshöhen auf, wie z. B. die große russische Tafel; schärfer ausgeprägte Aufragungen in ihrem Bereiche sind gewöhnlich Horste. Nur im Nordpolargebiet tragen Schichttafeln Gletscher, z. B. auf Spitzbergen.



Abb. 108. Zerschnittene Schichttafel

Die vulkanischen Erscheinungen vergesellschaften sich mit den verschiedensten Strukturformen der Erdoberfläche. Wir erwähnten sie bereits von einzelnen Massiven; vielfach werden sie in Senkungsfeldern, stellenweise im Bereiche von Tafeln angetroffen, gelegentlich sitzen sie Stauungszonen auf, wie z. B. der Elbrus und Kasbek dem Kaukasus, während sie andere, wie Alpen und Himalaja, meiden. Sie fehlen jedoch überall im Bereich der großen überschobenen Massen und sind in den jetzigen und früheren Vorländern selten. Eigentümlich ist, wie in Südafrika die Stauungszone der Kapgebirge und die gewaltigen Einspritzungen vulkanischer Massen in die Schichten des Innern sich räumlich ausschließen, wenn auch ihre Entstehung zeitlich wahrscheinlich zusammenfällt. Die vulkanische Tätigkeit kann außerordentlich hohe Berge auftürmen; die meisten der höchsten Berge Süd- und Mittelamerikas sind Vulkane, deren viele selbst in der Tropenzone in das Reich des ewigen Schnees aufragen. Das gilt vom Popocatepetl in Mexiko ebenso wie vom Chimborazo in Peru, wie auch vom Kilimandscharo in Afrika. Manche erloschene Vulkane sind daher auch durch die Wirkungen eiszeitlicher Gletscher stark umgestaltet worden, wie z. B. der Nachbar des Kilimandscharo, der Kenia. Je höher die Vulkane werden, desto mehr werden sie in der Regel von losen Aufschüttungen gebildet. Das zeigen die hohen Vulkane Süd- und Mittelamerikas, die hohen der Sundainseln usw. Große Massenergüsse von Lava erfolgen dagegen in der Regel in geringerer Meereshöhe, sie finden sich als Malpais in vielen Senkungsfeldern des Großen Beckens von Nordamerika und sind namentlich ausgedehnt in Island.

Die Verbreitung der Strukturformen des Landes ist gegenwärtig nur von einem verhältnismäßig kleinen Teile des Landes bekannt, und es kann zur Zeit nicht unternommen werden, bestimmte Regeln für sie aufzustellen und sie auf Karten wiederzugeben. Man kennt eben vielfach kaum die äußere Form großer Gebiete und begeht leicht große Irrtümer, wenn man von dieser auf die innere Struktur schließt. Immerhin läßt sich erkennen, daß große zusammenhängende Teile der Erdkruste durch ganze Perioden der Erdgeschichte nur sehr geringe Zusammenstauung erfahren haben, während andere von Stauungszonen förmlich durchsetzt werden, zwischen welchen sich Massive und Senkungsfelder sowie andere Schollenländer erstrecken. Die ersteren Gebiete können als stabile gelten; die letzteren sind labile, sie sind auch zugleich der Schauplatz vulkanischer Tätigkeit. Europa entfällt mit seinem nördlichen Teile auf stabile Gebiete, hier liegt das große skandinavische Massiv mit zahlreichen Nachbarn; die Mittelmeergebiete sind labil, hier haben wir die Stauungszone des Alpensystems, dazwischen Massive (wie z. B. die „Meseta" in Spanien) und große Senkungsfelder, wie z. B. die Becken des Mittelmeeres, sowie auch die tätigen Vulkane Europas. Diese labile Zone setzt sich durch Kleinasien und Persien nach Zentral-Asien fort. Hier scheint sie sich zu teilen. Ein Ast dürfte sich in der Richtung auf den Baikalsee fortsetzen, der andere läuft im Himalaja und Nachbargebirgen zum oberen Jangtsekiang, von wo er sich südwärts nach Hinterindien und dem ostindischen Archipel richtet. Mancherlei Anzeichen sprechen dafür, daß er sich von hier unterseeisch bis nach Neuseeland und den Tongainseln erstreckt. Er trifft mit einer zweiten labilen Zone zusammen, welche an der Ostküste Asiens durch die dortigen Randmeere, die Inselgirlanden und zahlreiche Vulkane gekennzeichnet ist. Letztere labile Zone setzt sich durch die Aleuten nach Amerika fort. Fast die ganze Westseite dieses Doppelerdteiles gehört einer großen labilen Zone an, die sich im amerikanischen Mittelmeere ostwärts ausstülpt. Sohin scheint das Pazifische Weltmeer von einem labilen Gürtel der Erdkruste umgeben zu sein.

Die meisten Vulkane (vgl. Andrees' Handatlas S. 3/4) liegen in diesen labilen Zonen. Sie begleiten namentlich diejenige, welche den Großen Ozean umzieht, und treten hier in langen Reihen entgegen. Sporadisch trifft man sie außerdem im Atlantischen und Indischen Ozean, weswegen man lange Zeit gemutmaßt hat, daß die vulkanische Tätigkeit an die Nachbarschaft der Meere geknüpft sei. Jedoch kennt man bereits seit einiger Zeit Vulkane aus der labilen Zone Zentralasiens und hat welche neuerlich auch in Zentralafrika im Bereiche der großen Seen aufgedeckt, die, wie es scheint, zum größten Teile die grabenähnlichen Senkungsfelder eines labilen Gebietes erfüllen.

Die Verschiedenheit der labilen und stabilen Teile der Erdkruste kommt äußerlich bei ihrem verschiedenen Verhalten bei Erdbeben zum Ausdruck. Wenig und in der Regel nur schwach erschüttert werden die stabilen Gebiete; die labilen sind hingegen der Schauplatz zahlreicher und oft sehr schwerer Beben (vgl. Andrees Handatlas S. 3/4).

7. Die Formen am Boden und am Rande stehender Gewässer.

Der große Gegensatz, welcher zwischen den Wasser- und Landflächen bei einer ersten Betrachtung der Erde so auffällig entgegentritt, macht sich auch im einzelnen in bezug auf den Formenschatz beider geltend. Die Massentransporte durch Flüsse, Gletscher und Eis, welche eine so wesentliche Wirkung auf die Ausgestaltung der Landoberfläche ausüben, sind auf diese beschränkt, und wir müssen daher am Boden der Wasserflächen einen ganz anderen Kreis exogener Formen erwarten. Halten wir daran fest, daß alle erhabenen Formen der Erdkruste abgetragen, die vertieften aber aufgeschüttet werden, so haben wir die Landflächen der Erde im wesentlichen als Abtragungsgebiete zu bezeichnen, die Wasserflächen hingegen aber als Aufschüttungsgebiete. Während aber die Abtragung die gesamte Fläche des Landes betrifft, entfaltet sich die Aufschüttung in erster Linie an den Rändern der Wasserflächen, und wird hier gelegentlich ebenso durch Abtragungsvorgänge unterbrochen, wie auch umgekehrt, wie wir gesehen, auf dem Lande Aufschüttungen eintreten. Die große zusammenhängende Fläche des Ozeans verhält sich in dieser Hinsicht ganz ebenso wie die kleinen Wasserflächen der Binnenseen; die nachfolgenden Ausführungen erstrecken sich, sofern nicht eigens anders bemerkt, auf beide.

Die normale Folge der Küstenformen. Die ursprünglichen Umrisse der Wasseransammlungen auf der Erde sind durch die Grenzen einer durch Krustenbewegung oder durch exogene Kräfte geschaffenen Hohlform gegeben, die bis zu einem bestimmten Niveau überflutet sind. Aber diese ursprüngliche Grenze ist ebenso wenig von Bestand, wie die Oberfläche einer Urform des Landes. Wird letztere zerschnitten, so finden an ersterer Anhäufungen statt, die in der Regel die Grenzen der Wasseransammlungen einengen. Solche Anhäufungen geschehen vornehmlich durch die Flüsse, welche in einen See oder das Meer münden. Wie sie zustande kommen, sieht man am besten in unseren kleinen Gebirgsseen. Das von der lebendigen Kraft der Bäche herbeigeführte Gerölle bleibt unmittelbar an ihrer Mündung liegen, weil es im stehenden Wasser nicht weiter fortbewegt werden kann. Es bildet hier einen Schutthaufen, ähnlich der Halde eines Bergwerks und wie man hier die Geleise immer verlegen und verlängern muß, um den Abraum weiter aufschütten zu können, so muß der Bach sein Bett verlegen und verlängern, um sich der mitgeführten Materialien immer entledigen zu können. Er baut in den See einen kleinen Schuttkegel hinaus, dessen untergetauchter Saum aber erheblich steiler abfällt, als der über dem Wasser befindliche; so wird ein Landgewinn sowie eine Einengung der Wasserfläche erzielt.

Die Deltas und Strandwälle. Nach dem Grundplane dieser in die Gebirgsseen hineingebauten Schuttkegel, welche manchmal den See nicht bloß einengen wie den von St. Bartholomä am Königssee in Oberbayern, sondern ihn in zwei Teile zerlegen, wie es mit dem Thuner und Brienzer See durch den Schuttkegel der Lütschine geschehen ist (Andrees Handatlas S. 79), sind auch die Ablagerungen gebaut, welche die großen Flüsse ins Meer schütten. Man nennt sie nach der vom Nile gebildeten (Andrees Handatlas S. 113, Nbk.), auf welcher der Strom sich gabelt und die Form des griechischen Buchstaben Δ annimmt, allgemein Deltas. Diese Aufschüttungen sind häufig nicht fest gelagert und kommen, namentlich infolge von Erdbeben, leicht in Bewegung oder sitzen zusammen. Je größer aber das Gewässer ist, in welches diese Deltas eingebaut werden, desto mehr macht sich eine Kraft geltend, welche ihrem Wachstum hinderlich ist, nämlich der Wellenschlag des Gewässers. Wenn Wellen auf das Land laufen, dann setzen sie die hier befindlichen losen Massen, Sand oder Gerölle in Bewegung, heben sie empor und häufen sie an der Landgrenze ihres Widerspiels zu einem Walle auf, der um so beträchtlicher ist, je höher die Wellen des Gewässers sind. Das ist der Strandwall; vor ihm liegt die sich sanft seewärts senkende Fläche, über welcher sich die Wellen brechen, der eigentliche Strand. Im Bereiche des Strandes aber wird das Ufergerölle nicht bloß von den Wogen auf- und abwärts gespült, sondern auch seitwärts versetzt dann, wenn die Wellen schräge auf den Strand laufen: Jede Welle schleudert in der Richtung, in der sie sich bewegt, das Strandgerölle, es rollt am Strande dem Zuge der Schwere folgend abwärts, wird abermals von den Wogen in schräger Richtung vorwärts getrieben. So wandert es in einer Zickzackbahn am Strande entlang. Gleiches geschieht dort, wo eine ausgesprochene Strömung die Küste begleitet. Diese Wanderungen sind allenthalben dort sehr belangreich, wo der Küstenverlauf schräge zur Richtung des herrschenden Windes ist,

so daß die Wogen regelmäßig schräge auflaufen, oder wo der Küstenstrom stark ist. Biegt eine derartige Küste jäh um, so schießt die Wanderung des Strandgerölles oder Strandsandes gleichsam über das Ziel hinaus, und der Strandwall verlängert sich in der bisher befolgten Küstenlinie ein Stück weit seitwärts und bewirkt die Entstehung kleiner Vorsprünge, der Küstenhörner; er baut sich ferner quer über stille, seichte Buchten des Gewässers hinweg. Im ersten Falle spricht man von einem Haken, im letzteren von einer Nehrung. Die deutsche Ostseeküste bietet für beide Formen typische Beispiele, die in die Danziger Bucht einspringende Halbinsel Hela ist ein ausgezeichneter Haken, die Frische und Kurische Nehrung Modelle von solchen (vgl. Andrees Handatlas S. 43/44). Beide sind unter dem Einfluß der herrschenden Westwinde entstanden. Je stärker nun der Wellenschlag, je höher der Seegang und je lebhafter der Küstenstrom, desto weniger können die Flüsse ihre Sinkstoffe so weit in das Gewässer hinaus bauen, wie es in ganz außergewöhnlicher Weise der Mississippi tut (Andrees Handatlas S. 189), desto mehr werden jene seitlich verschleppt und kommen den zwischen den Flußmündungen liegenden Uferteilen zugute. Die hier zwischen ihnen bestehen bleibenden Einbuchtungen werden durch die Nehrungen von der Hauptmasse des Gewässers abgegliedert und in einzelne Seen verwandelt. Man nennt sie Ufer- oder Küstenlagunen. Für die hier dargelegte Entwickelung liefert die Küste der Poebene ein ausgezeichnetes Beispiel. Piave und Po erreichen hier das Meer. Zwischen ihren Deltas liegen die Lagunen von Venedig, durch die Nehrung des Lido begrenzt (Andrees Handatlas S. 119).

Die Entwickelungen der Haken, Nehrungen und Lagunen ist keineswegs auf die Ufer des Meeres beschränkt, sondern kehrt auch an großen Binnenseen wieder. So sieht man z. B. in der Big Sandy Bay im Ontario See einen Haken, und die Hamilton Bay daselbst ist eine durch eine Nehrung abgeschlossene Uferlagune (Andrees Handatlas S. 188). An kleineren Seen allerdings fehlen diese Küstenformen, da in ihnen der Wellenschlag zu unbedeutend ist. Man kennt sie deswegen auch nicht von den kleineren Alpenseen, aber die größeren zeigen bereits die Zurundung ihrer Umrisse, welche Folge der Wellentätigkeit ist, und Küstenhörner sind nicht selten.

Küstendünen. Strandwall, Haken und Nehrungen bestehen in der Regel aus fein gewaschenem Sande, der leicht ein Spiel des Windes wird und von diesem zu Dünen zusammengeweht wird. Die Küstendünen sind ungemein weit verbreitet und erlangen gelegentlich Höhen von über 100 m, jedoch gehören sie nicht notwendigerweise zu den Küstenformen. Ihre Entstehung knüpft sich lediglich an das Vorhandensein von Sand, der nicht durch Vegetation festgehalten wird. Er wird vom Seewinde erfaßt und landeinwärts getrieben. Hier fängt er sich alsbald zwischen Pflanzen, namentlich Gräsern, die außerhalb des Bereiches des Wellenschlages sich am Strande ansiedeln, und häuft sich mehr und mehr in Gestalt großer Haufen an. Letztere sind einzeln in der Richtung des Windes gestreckt oder haben in derselben Fortsätze und erscheinen dann als Barchane; zusammengenommen aber folgen sie der Erstreckung der Küste, die sie begleiten. Mächtige Dünenwälle sitzen auf der Frischen und Kurischen Nehrung, begleiten die Küste von Holland und Belgien (Andrees Handatlas S. 81 u. 86), die Küste der Landes in Frankreich, wo sie Küstenseen hoch aufdämmen (Andrees Handatlas S. 92) und bilden die Arenas Gordas von Andalusien in Spanien (Andrees Handatlas S. 114). Wird die Vegetation zerstört, welche zur Anhäufung der Dünen hart am Strande Veranlassung gibt, wird insbesondere der Wald abgeschlagen, welcher sich auf den Dünen gern ansiedelt, so setzen sie sich, vom Winde getrieben, in Bewegung und werden zu Wanderdünen. Solche Wanderdünen finden sich auf der Kurischen Nehrung, sie sind bei ihrem Vorwärtsschreiten über ganze Dorfschaften hinweggegangen, werden aber gegenwärtig durch planmäßige Bepflanzung wieder festgelegt.

Ästuare. Das Gezeitenphänomen des Meeres, nämlich der Wechsel von Ebbe und Flut, dem man lange Zeit die Bildung der geschilderten Küstenformen zugeschrieben hat, spielt für Entstehung derselben nur die Rolle einer untergeordneten Ursache. Es bestimmt durch die Küstenströmungen, die es nach sich zieht, manche Wanderungen des Strandgerölles, die nicht auf die Wellenwirkungen zurückgeführt werden können; es vergrößert die Breite des Strandes und vermehrt dadurch die Angriffsfläche des Windes auf den dort befindlichen Sand usw. Maßgebend wird es lediglich für die Entwickelung der Flußmündungen, welche sonst durch die Bildung des Strandwalles leicht verschlossen werden. Es erhält sie offen und erweitert sie

trichterförmig. Man nennt sie dann Ästuare, wie sie z. B. an der Elbe- und Themsemündung auftreten. Aber es hindert dadurch nicht das Wachstum des Deltas überhaupt, wie die großen Deltas des Ganges und Brahmaputra, sowie das des Irawadi lehren (Andrees Handatlas S. 150 u. 152).

Der Küstenstreifen. Je länger die Aufschüttung seitens der Flüsse dauert, je weiter sie ihre Deltas hinausschieben, desto mehr werden diese von den Wellen und dem Küstenstrome in der auseinandergesetzten Weise benagt und desto mehr wird das für sie bestimmte Material verschleppt, bis dann schließlich alle von den Flüssen herbeigebrachten Zerstörungsprodukte von der Küstenströmung über die gesamte Küste verbreitet werden, so daß diese nicht mehr bloß an den Flußmündungen, sondern in ihrer ganzen Breite seewärts wächst. Zeigt schon die provenzalische Küste ein nur sehr geringes Hervorspringen des Rhonedeltas (Andrees Handatlas S. 89/90), da der größte Teil der herbeigeführten Sinkstoffe westwärts versetzt wird, so treten in der Küste des südlichen Nordamerika, im südlichen Nordkarolina und in Südkarolina die Flußmündungen kaum noch als schwache Vorsprünge hervor, zwischen welchen die Küste in ungemein flacher Krümmung verläuft (Andrees Handatlas S. 188 u. 190), und in Texas machen sie sich gar nicht mehr geltend; der ganze Küstenverlauf ist eine sanft geschwungene, durch den Küstenstrom bedingte Kurve. Er ist glatt. Das ist die Endform, zu welcher eine jede durch Aufschüttung entstandene flache Küste strebt. Man hat es da mit einem Küstenstreifen zu tun, welcher teilweise als Land, und zwar als Küstenebene oder Flachküste erscheint, teilweise aber auch unter Wasser liegt, wo er meist etwas steiler als Küstenböschung abfällt. Der Strandwall trägt gewöhnlich eine Dünenreihe: er wird manchmal so kräftig aufgeworfen, daß er sich selbst vor die Mündungen der Flüsse legt und deren Zugang als Barre sehr erschwert (vgl. unsere Abbildung 109 der Barren-Mündung des Umkomanzi). Die Flüsse selbst müssen an der Innenseite der Küstendüne oft lange nach einem Ausweg suchend entlang fließen, wie man dies mehrfach an der Küste Afrikas wahrnimmt.

Korallenriffe. In den tropischen Meeren wird die Entwickelung der Küsten wesentlich durch den Riffbau beeinflußt. Es siedeln sich auf der Küstenböschung Korallen und verwandte Tiere sowie niedere Pflanzen an, welche insgesamt den Kalk ausscheiden, der im Meerwasser gelöst ist, und damit Riffe ziemlich festen Gesteins aufbauen. Die Verbreitung dieser Riffe hält sich in engen Grenzen. Die riffbauenden Korallen leben nur in salzigem Wasser von über 20° C. Wärme. Sie können daher nur in den tropischen Meeren fortkommen, und hier nur in geringen, höchstens 80 m betragenden Tiefen, sowie fern von den Flußmündungen. Die besten Bedingungen bieten ihnen die Westufer der Ozeane, wohin deren warme Wasser getrieben werden; an den Ostufern, wo das Wasser vielfach durch kalte Tiefenwasser ersetzt wird, fehlen sie. Alle diese Einzelheiten treten auf der Karte der Meeresströmungen, Andrees Handatlas S. 15/16, wo auch die Verbreitung der Korallenriffe dargestellt ist, deutlich hervor.

Die Korallenriffe wachsen vom seichten Wasser senkrecht in die Höhe bis nahe zum Meeresspiegel; seewärts fallen sie steil, oft überhängend ab, infolge des Überwucherns der obersten randlichen Partien, welche die reichlichste Nahrung erhalten. Bei heftigem Wellenschlag werden von diesen Partien Teile abgerissen, sie stürzen entweder in die Tiefe und schütten hier Halden auf, auf denen das Riff weiter seewärts wandert, oder ihre Trümmer werden auf das Riff geschleudert und hier zu einem kleinen Damme aufgeworfen, der ähnlich wie eine Nehrung an der Küste entlang zieht. Unter allen Umständen aber deutet eine starke Brandung den Verlauf des Außenrandes des für die Schiffahrt sehr gefährlichen Riffes an. Einfahrten durch dasselbe zum Hinterlande finden sich in der Regel vor den Flußmündungen, wo die Beimengung süßen Wassers das Riffwachstum hindert. Neben diesen die Küste begleitenden Saumriffen entstehen auch breitere Krustenriffe in seichten Untiefen des Meeres.

Hebungs- und Senkungserscheinungen. Die dargelegte Entwickelung eines Küstenstreifens kann nur erfolgen, wenn Wasser und Land ihre gegenseitige Lage unverrückbar beibehalten. Das trifft am Ozeane nur in den seltensten Fällen zu. In der Regel verschieben sie sich gegeneinander, was ebensowohl durch Bewegungen der Erdkruste, wie auch durch Schwankungen des Meeresspiegels verursacht sein kann. Welche Ursache auch in Frage kommen mag, die Erscheinungen sind lediglich zwiefacher Natur, sie bestehen entweder in einem Zurücktreten und Sinken, einer negativen Bewegung des Wassers, oder einem Anschwellen oder positiven Bewegung desselben. Im ersteren Falle haben wir am Lande Hebungs-

erscheinungen, im letzteren Senkungserscheinungen. Beide beeinflussen die Ausgestaltung der Küstenlinie in sehr auffälliger Weise (vgl. Andrees Handatlas S. 3/4, Nebenkarte).

Buchten und Küsteninseln. Bei Senkungserscheinungen, mögen sie nun auf ein Ansteigen des Meeresspiegels oder ein Sinken des Landes zurückzuführen sein, taucht zunächst der gebildete Küstenstreifen unter, die ihn durchziehenden Flüsse geraten unter das Meer und werden bald zu breiten, regelmäßigen Flachlandbuchten, bald zu einem wahren Gewirre von solchen verwandelt. Die Chesapeake Bay mit ihren Verästelungen (Andrees Handatlas S. 188) sowie die Mündung des Kamerunflusses (Andrees Handatlas S. 169, Nebenkarte) stellt den ersten, das Mündungsgebiet der Schelde (Andrees Handatlas S. 81/82) den zweiten Fall dar. Schließlich gerät der ganze Küstenstreifen unter Wasser, und nur noch ein Dünensaum erhält sich noch als eine Reihe von niedrigen Küsteninseln. Die deutsche Nordseeküste zeigt diesen Stand der Entwickelung. Die ost- und westfriesischen Inseln (Andrees Hand-



Abb. 109. Barren-Mündung des Umkomanzi. Natal.

atlas S. 55 u. 57) sind eine zerbrochene Dünenkette, deren zugehöriges Land — die Marschen — von der See teilweise sogar in historischen Zeiten erobert wurde, und welches jetzt auch meist nur zur Flut unter Wasser, zur Ebbe aber trocken liegt. Das sind die „Watten". Endlich rückt die Uferlinie wieder an den ursprünglichen Rand des Gewässers, der in Norddeutschland von der Geest gebildet wird. Ist dieser Rand hoch, so spricht man von einer Steilküste. Ist er von Tälern durchschnitten, so dringt das Wasser in sie ein, sie tauchen unter oder ertrinken. Die meisten aller Buchten sind diesen Ursprungs und sind untergetauchte Täler. Zwischen ihnen springt das Land in Vorgebirgen oder Kaps vor, welche Riedel-, Rücken-, oder auch Gratformen haben können.

Der Verlauf der Buchten ist in erster Linie abhängig von den Tälern, aus welchen sie hervorgehen. Hat man es mit jungen Tälern zu tun, welche schmal und wenig tief eingeschnitten sind, so entstehen schmale und wenig weit in das Land eingreifende Buchten, sind hingegen die Täler ausgereift, so werden sie im ertrunkenen Zustande tiefer in das Land eingreifende Buchten bilden, wie man sie z. B. in den Sunden von Cornwallis (Andrees Handatlas S. 99) und in den Canali von Istrien (ebenda S. 76) sieht. Die Brandungstätigkeit

erweitert nach und nach diese Buchten und verwandelt sie in Rias; sinken die Öffnungen zwischen zwei Nachbartälern unter Wasser, so entsteht zwischen zwei Buchten eine Meeresstraße, welche eine hohe Küsteninsel vom Lande trennt. Die Nordwestküste Spaniens in der Provinz Galicien (Andrees Handatlas S. 114) ist der Typus der Riasküste; sie kehrt an der Küste der Bretagne (Andrees Handatlas S. 95) sowie vor allem an der Küste Südchinas wieder (Andrees Handatlas S. 155/156). Jedesmal verknüpft sich die Buchtung des Landes mit einem großen Reichtum an Küsteninseln. An guten und sicheren Häfen ist kein Mangel, sie stehen durch Täler mit dem Hinterlande in entsprechender Verbindung. Taucht endlich ein nahezu eingeebneter Rumpf unter, so entsteht ein unregelmäßiger Küstenverlauf ohne scharf ausgesprochene Buchten mit zahlreichen kleinen, dem Lande vorgelagerten Inselchen, den schwächlichen Erhebungen, welche den Einebnungsvorgang überdauerten. Die Umgebung von Stockholm (Andrees Handatlas S. 108, Nebenkarte) bietet hierfür ein ausgezeichnetes Beispiel, für dessen Entstehung allerdings auch die Wirkungen eiszeitlicher Gletscher in Betracht kommen. Man nennt diese felsigen Inselchen in Skandinavien Schären, in Istrien Scoglien. Ungefähr 37 % aller Festlandküsten sind gebuchtet, während nur 30 % den oben geschilderten glatten Verlauf zeigen. Dies weist auf eine große Verbreitung der Senkungserscheinungen. An den von Flüssen durchströmten Binnenseen hingegen walten im allgemeinen die glatten Ufer vor, weil hier ein Ansteigen des Seespiegels nur ausnahmsweise eintritt, nämlich nur dann, wenn die ganze Seegegend in bezug auf den Seespiegel schräge gestellt wird, so daß dieser an einem Ufer steigt, während er am anderen sinkt. Solches hat sich an den großen Seen Nordamerikas ereignet, an deren Südufer kleinere Täler ertrunken sind. An den abflußlosen Seen dagegen ereignet sich ein Anschwellen des Seespiegels, sobald die Zuflüsse stärker werden; der äußerst unregelmäßige Uferverlauf des Kaspisees in der Gegend von Astrachan (Andrees Handatlas S. 132) und der ähnliche am Nordostgestade des Tschadsees (Andrees Handatlas S. 170) sehen aus, als ob hier Dünenlandschaften untergetaucht wären.

Typen gebuchteter Küsten. Fjordküsten. Man darf sich das Untertauchen des Landes nicht als einen plötzlichen Vorgang vorstellen; es geschah, nach den Beobachtungen über jetzige Hebungs- und Senkungsvorgänge zu urteilen, rascheſtens so, daß sich das Land höchstens um 2 m im Jahrhundert senkte. Es liegt daher auf der Hand, daß alle die Vorgänge, welche auf dem Lande und an der Küste tätig sind, auch während der Senkung wirkten und deren Werke mehr oder weniger beeinflußten. Indem das Land sinkt (oder der Wasserspiegel sich hebt), wird sein ganzes Talsystem beeinflußt, denn es mindert sich die Tiefe, bis zu welcher die Flüsse einschneiden können, und es ertrinken die unteren Talstrecken nicht bloß unter der hereinbrechenden Flut, sondern werden auch zugleich von ihren Flüssen verschüttet. Da handelt es sich nun darum, welcher Vorgang der schnellere ist. Sind die Flüsse sehr geröllreich, so werden sie ihre Täler rascher verschütten, als diese untertauchen, und es werden keine Buchten entstehen, ja es können sich sogar vor denselben noch Küstenstreifen bilden. Der Geröllreichtum der Flüsse aber hängt von ihrem morphologischen Alter ab, junge Flüsse bringen viel Schutt mit sich, daher werden junge Täler nicht leicht in Buchten verwandelt werden, falls sie nicht vielleicht in wasserarmen Gegenden auftreten. Kleine junge Täler sind daher namentlich an den Gestaden trockener Länder untergetaucht, oder auch an den Küsten gesunkener Karstländer, wo aus den oben dargelegten Gründen die Abspülung fehlt. Ferner bringen die Hochgebirgsflüsse sehr viel Schutt mit sich, und nur unter gleich zu besprechenden Ausnahmen sieht man Buchten ins Hochgebirge eindringen, in der Regel liegt vor denselben eine weite Ebene, deren Aufschüttung die hier vonstatten gehende Senkung völlig wett machte; dies gilt von der Vorderindischen Ebene vor dem Himalaja, von der Poebene vor den Alpen. Sind in einem Küstenlande die Flüsse außer Funktion gesetzt, ist es vergletschert, so hält das Eis die Täler während der Senkung nicht bloß offen, sondern übertieft sie außerdem (vgl. S. 166). Schwindet dann die Vergletscherung, was im Vergleiche zu einer Senkung des Landes immerhin ein rascher Vorgang ist, so dringt das Meer in vielverzweigte, übertiefte Täler ein, und es entstehen Buchten, die sehr weit in das Land hineindringen und große Tiefen besitzen. Das sind die Fjorde, welche sich lediglich an Küsten finden, die während der Eiszeit vergletschert waren. Sie sind daher auf höhere Breiten beschränkt. Typisch für sie ist die Westküste Skandinaviens (Andrees Handatlas S. 108/109; 110), sowie die Westküste Schottlands (Andrees Handatlas S. 103/104), ferner die Nordwestküste Nordamerikas (Andrees



Abb. 110. Milford-Sund. Fjord in Neuseeland. (Zu Seite 184.)

Handatlas S. 179); auf der Südhalbkugel ferner die der Südinsel Neuseelands (Andrees Handatlas S. 204 und Abb. 110) und jene Patagoniens (Andrees Handatlas S. 200).

Die Buchten der deutschen Ostseeküste sind bedingt durch die unregelmäßige Oberflächengestaltung des von den eiszeitlichen Gletschern aufgeschütteten Küstenlandes. Die Förden Schleswig-Holsteins sind die unter das Meer getauchten rinnenförmigen Seetäler, die Bodden Vorpommerns die untergetauchten rundlichen Wannen der Seenplatte; das Inselgewirre Dänemarks stellt die unregelmäßigen Aufragungen einer untergetauchten Moränenlandschaft dar, an welche der Küstenstrom mehrfach Nehrungen angehängt hat.

Umwandlung der gebuchteten Küste. Das Kliff. Auch die Tätigkeit des Meeres dauert während der Senkung des Landes fort. Treten infolge derselben Höhen dicht ans Meer, so wird deren Fuß von der Brandung stetig untergraben, so daß sie seewärts einen Steilabfall erhalten, das Kliff. Fällt dieses unmittelbar in tieferes Wasser ab, so entfaltet sich an ihm die Brandung in ihrer großartigsten Form als Klippbrandung. Haushoch wird das Wasser am Felsen emporgepeitscht; was nicht fest ist, wird zerstört, Gesteinsfugen werden zu Höhlen erweitert, wie z. B. am Steilkliff der Südspitze von Gibraltar (Abb. 111). Solche Steilkliffe sind nicht von langem Bestande. Die Brandung wirkt an ihnen wie eine Säge, welche horizontal in das Kliff einschneidet: in ihrem Bereiche wird der Fels zerstört, die darüber befindlichen Teile brechen ab, so daß das Kliff landeinwärts rückt, in dem Maße, als die Angriffe der Brandung vordringen, die unter dem Schauplatze der sich brechenden Wogen befindlichen Partien werden glatt abgeschnitten und treten bei Ebbe als breiter Felsstrand vor dem Kliffe zutage (vgl. Abb. 112). Auf ihm brechen sich die Wogen teilweise, bevor sie das Kliff erreichen; die Klippbrandung wird nach und nach durch die Strandbrandung ersetzt, welche alles, was nicht niet- und nagelfest auf dem Felsstrande ist, hin und her rollt und alle Blöcke zerkleinert. Allmählich geht so der Felsstrand in einen Geröll- und schließlich in den gewöhnlichen Sandstrand über, dessen Material gar nicht selten vom Winde hoch am Kliff heraufgeweht wird.

Die Kliffküsten bieten die mannigfaltigsten Formen. Ihr Verlauf ist wesentlich vom Widerstande abhängig, welchen die einzelnen Gesteine dem Angriffe der Brandung entgegenstellen. Abb. 112 zeigt uns einen Kliffvorsprung, der in das Bereich des Felsstrandes hineinragt, er besteht aus Sandstein, der Felsstrand erstreckt sich in leicht zerstörbaren Schiefern. Solche Vorsprünge erscheinen bald als Bastionen, bald als schmale Pfeiler, die durch ein Höhlentor bereits halb vom Lande getrennt sind. Ganz wesentlich wird die Erscheinung des Kliffs von der Beschaffenheit seines Gesteins bestimmt. An der deutschen Ostseeküste sind weit verbreitete Kliffe, die aus Geschiebelehm, der Grundmoräne eiszeitlicher Gletscher bestehen; sie zeigen namentlich in nassen Frühjahren ansehnliche Rutschungen und sind deswegen nicht gerade sehr steil. Gleiches gilt von den aus Tertiärsanden gebildeten Kliffen des Samlandes, aus denen die Brandung den Bernstein auswäscht. Sie sind durchweg Strandkliffe. Ein Steilkliff hat die Insel Helgoland: ihm liegt im Südwesten bereits ein schmaler Felsstrand vor, der bei Ebbe sichtbar wird. Auch Rügen dankt seine malerischen Reize seinen Kliffen. Weit ausgedehnt ist das aus Schichten von weißer Schreibkreide gebildete Kliff an der Küste der Normandie (Andrees Handatlas S. 96): Zwischen Le Havre und Dieppe schneidet es das Land im großen glatt ab, läuft quer durch Tälchen, die dementsprechend stufenförmig ins Meer münden, und zeigt gleich dem Kliffe von Helgoland im einzelnen zahlreiche vorspringende Pfeiler, von denen sich der Bogen einer natürlichen Brücke zum Lande schlägt, sowie zahlreiche andere Formen von Brandungshöhlen. Davor gewöhnlich nur ein schmaler, mit grobem Gerölle wenig bedeckter Felsstrand. Anders wieder die schwarzen Basaltküsten des nordöstlichen Irland und der Insel Staffa (Abb. 113) mit ihren senkrechten Basaltsäulen, oder die Granitkliffküste von Bornholm. Jedes Gestein hat seine eigene Form der Kliffküste; diese aber ist, wo sie auch auftritt, hafenarm.

Ausgleichküste. Das bei der Zerstörung der Kliffküsten entstehende Trümmerwerk wird von den Wogen oder vom Küstenstrome an ihnen entlang gerollt, und ist die Kliffküste bedingt worden durch das Untertauchen einer Tallandschaft, so wird es quer über die dabei entstandenen Buchten hinweg geschüttet. Letztere werden dabei vom Meere abgegliedert, und nicht selten durch die in sie mündenden Flüsse ausgesüßt. Dies ist namentlich an der hinterpommerschen Küste geschehen, Kliffstrecken wechseln mit Dünenstrecken, hinter denen sich Küstenseen erstrecken (Andrees Handatlas S. 46). Am Schwarzen Meere, wo diese Form der Küstenseen besonders



Abb. 111. Punta de Europa. Südspitze von Gibraltar. Steilkliff und alte Strandlinie.

entwickelt ist, nennt man sie Limane (Andrees Handatlas S. 129 u. 132). Wo Küsteninseln gebildet waren, wurden diese durch Nehrungen unter sich verbunden, wie dies mit Wittow, Jasmund und Rügen geschehen (Andrees Handatlas S. 56), oder mit dem Festlande verknüpft, wie z. B. die Felsen von Gibraltar und Ceuta an beiden Seiten der Straße von Gibraltar (Andrees Handatlas S. 112 u. 114 Nbk.) und der Mte. Argentario bei Orbetello (ebenda S. 120). So werden denn die Vorgebirge abgetragen, die Buchten abgedämmt und verschüttet, und eine hafenreiche, gut gebuchtete Küste verwandelt sich im Laufe der Zeiten in eine solche, an welcher steil abfallende Klippartien mit flachen Strecken, ehemaligen Buchten, regelmäßig abwechseln. Das ist die Ausgleichküste, für welche außer Hinterpommern die Ostküste Mittelitaliens (Andrees Handatlas S. 121), ebenso wie die Südostküste der Straße von Dover (ebenda S. 85) gute Beispiele liefern. Ist das Untertauchen sehr rasch vonstatten gegangen, so versanken Täler, ohne von den Flüssen oder dem Küstenstrom ausgefüllt zu werden, und verraten sich auch heute noch durch Unebenheiten des Meeresgrundes, wie z. B. südöstlich New York (Andrees Handatlas S. 192). Auch vor der Nordküste von Spanien liegen zahlreiche untergetauchte, submarine Täler (ebenda S. 114). Man begegnet solchen ferner vor den Mündungen von Indus und Ganges (Andrees Handatlas S. 149/150), sowie vor der des Kongo (ebenda S. 167).

Wallriffe und Atolle. Sinkt eine Riffküste, so werden bei dem gewöhnlichen Tempo der Senkung die Korallen ihr standhalten können und so weit in die Höhe bauen, als das Land untertaucht. Dies ist aber lediglich an der Außenseite des Riffes möglich, wo ihnen fortwährend Nahrung zugeführt wird. Die Innenseite bleibt zurück und taucht unter. Das Riff umsäumt nun nicht mehr wie bisher das Land, sondern ist von ihm durch einen Kanal getrennt, man nennt es nunmehr Wall- oder Barriereriff. Das an der australischen Nordostküste (Andrees Handatlas S. 202) gelegene ist das größte Gebilde dieser Art. Auch viele hohe Inseln Polynesiens sind mit solchen Wallriffen umgürtet, wie z. B. die Fidschi-Inseln (Andrees Handatlas S. 205 Nbk. IX). Überblickt man die östlichen von ihnen, so sieht man mehrfach, daß nur ganz kleine Inseln in einem weiten Riffkranze liegen. Das Eiland, um welches herum die Riffe emporwuchsen, ist nahezu ganz untergetaucht. Ist es gänzlich verschwunden, so zeugt von seiner Existenz schließlich nur der Riffkranz, nämlich ein mehrfach durchbrochener Ring von ganz niedrigen Koralleninseln, die in der oben angedeuteten Weise über der Außenseite des Riffes entstanden. Ein solches Gebilde nennt man Atoll. Das Ebon Atoll (Andrees Handatlas S. 15 Nbk.) und das von Dschalut in den Marshall-Inseln (ebenda S. 207 Nbk. II) sind Beispiele dieser im Pazifischen und Indischen Ozean weitverbreiteten Inselform, welche ihren Namen auf den Malediven (ebenda S. 148) erhalten hat. Größtenteils untergetauchte Koralleninseln sind die auf der Bahama-Bank aufsitzenden Bahama-Inseln (Andrees Handatlas S. 190). Geschah die Senkung sehr rasch, so ertrank wohl auch ein Atoll, und es entstanden Bänke, wie sie das Südchinesische Meer mehrfach, z. B. in der Macclesfieldbank, aufweist (Andrees Handatlas S. 153).

Strandlinien und Riffterrassen. Wesentlich einfacher als der bei Senkungen der Küste entstehende ist der bei Hebungen gebildete Formenschatz. Nehmen wir zum Ausgange eine bereits tief versenkte und deshalb tief gebuchtete Küste, so werden sich deren Buchten allmählich trocken legen, darauf wird sich der untergetauchte Küstenstreifen wieder als flaches Küstenvorland angliedern, und die sich hebende Küste wird schließlich wieder den Formenschatz einer ausgereiften, glatten Flachküste erhalten. Das sich zurückziehende Meer wird jedoch in den Uferlinien, die es auskerbte, seine Spuren hinterlassen. Solche Uferlinien werden aber nicht bloß seinen höchsten Stand markieren, sondern auch jede Ruhepause in der Erhebung. Man trifft daher namentlich an Steilküsten oft mehrere Strandlinien übereinander; so z. B. hat man an der Südspitze des Felsens von Gibraltar nicht bloß in der Höhe des Leuchtturmes (Abb. 111) eine sehr deutliche Strandlinie, auf welcher sich die Häusergruppe im Mittelgrunde unseres Bildes befindet, sondern auch die Höhe des dargestellten Felsens ist nichts anderes als eine höhere Strandlinie. Im Bereiche des Riffbaus sieht man, falls Hebungen eingetreten sind, häufig mehrere staffelförmig übereinander gelegene Riffe. Namentlich die Länder höherer Breiten sind durch solche Strandlinien ausgezeichnet; man kennt sie aber auch aus niederen Breiten, wie z. B. von der Westküste Südamerikas, und viele tropische Inseln mit verschiedenen Korallenriffgürteln umzogen. Solche Hebungserscheinungen trifft man auch an Küsten, deren



Abb. 112. Hartland Quay in Devonshire. Felsstrand mit Kliffvorsprung. (Zu Seite 184.)

Gesamtverlauf auf stattliche stattgefundene Senkungen weist, wie z. B. in Skandinavien. Man hat hieraus zu entnehmen, daß hier die Hebung auf die Senkung, diese ablösend, gefolgt ist. Man darf also nicht etwa aus dem Küstenumriß auf eine jetzt gerade an der Küste vonstatten gehende Senkung schließen.

Alte Uferlinien finden sich namentlich rings um Seen herum und zwar namentlich rings um jene, deren Spiegel erheblichen Schwankungen unterworfen ist. So sind die großen nordamerikanischen Seen von einem ganzen Systeme von alten Uferlinien umgürtet, welche während der großen Eiszeit entstanden. Manchmal überdauern derartige Uferlinien selbst den See, der ihre Bildung bewirkte. So waren entsprechend dem allgemein kühleren eiszeitlichen Klima die leeren Senken des Großen Beckens von Nordamerika zwischen der Sierra Nevada und dem Wasatchgebirge (Andrees Handatlas S. 183) mit großen Seen, dem Bonneville- und Lahontansee erfüllt, von welchen der erstere auf den Großen Salzsee zusammengeschrumpft ist. Ausgedehnte Uferlinien verraten ihre frühere Existenz. Sie sind durch Krustenbewegungen aus ihrer ursprünglich horizontalen Lage herausgebracht und sind gleich den Uferlinien der Großen Seen zwischen den Vereinigten Staaten und Kanada verbogen.

Die Gestalt des See- und Meeresbodens hängt wesentlich davon ab, ob sich über demselben ruhiges oder bewegtes Wasser befindet. Seichte Meere sind nicht selten bis zu ihrem Boden herab durch die Gezeiten bewegt, und die mit den letzteren zusammenhängenden Strömungen häufen gelegentlich den Meeressand zu Bänken zusammen. Langgedehnte, schmale Wälle solcher Art finden sich namentlich zwischen England und Belgien dort, wo sich die Nordsee zur Straße von Dover verengt. Das sind die Vlaemischen Bänke (Andrees Handatlas S. 82); in Meeresstraßen aber fegen die Strömungen nicht selten den Meeresboden bloß, wie z. B. in der Straße von Dover, ja in Meerengen furchen sie in demselben wahre Kolke aus, wie solche beispielsweise in allen Engen des inneren Meeres von Japan (Setoutschi, Andrees Handatlas S. 158) entgegentreten. In ruhigem Wasser, und solches herrscht über allen größeren Tiefen, kommt es hingegen zur Ablagerung von Schichten, zur Sedimentation. Süße Binnenseen und Meer verhalten sich in dieser Beziehung jedoch etwas verschieden. In den Süßwasserseen verbreiten sich die feinsten, von den Flüssen herbeigeführten oder von der Brandung losgelösten Gesteinstrümmer schwebend durch die ganze Wassermasse und sinken hier allmählich zu Boden. Sie bilden hier Absätze und ebnen ihn durch Schichten im allgemeinen toniger Natur völlig ein. Man findet daher in der Mitte fast jeden Sees eine fast absolut ebene Fläche, die am Bodensee Schweb genannt wird. Wird der See trocken gelegt, so überdauert ihn diese Fläche, die sich von den von Flüssen aufgeschütteten Ebenen durch den Mangel einer bestimmten Neigung hervorhebt und deswegen leicht Versumpfungen unterworfen ist. Während der großen Eiszeit waren mehrfach große Binnenseen vom sich zurückziehenden Eise aufgestaut. Ein solcher war in der heutigen Provinz Manitoba in Kanada vorhanden, es ist der Alte Agassiz-See. Sein ebener, durch eine nachträgliche Hebung leicht geböschter Grund bildet heute die ausgezeichneten Ackerflächen der genannten Provinz in der Umgebung von Winnipeg (Andrees Handatlas S. 184).

Salzige Gewässer, also vor allem das Meer, haben die Eigenschaft, herbeigeführte Sinkstoffe sofort auszuscheiden. Letztere können sich daher nur in sehr geringem Umfange durch sie verbreiten, und an ihrem Boden findet nur stellenweise ein Absatz mechanischer Sinkstoffe statt. Dagegen werden namentlich unter dem Einflusse organischer Substanz solche chemisch gefällt. Es wird aus ihnen namentlich der Kalk ausgeschieden, einen Niederschlag bildend. Derselbe besteht in manchen Meeren fast ausschließlich aus den Gehäusen mikroskopisch kleiner Tierchen, der Foraminiferen. Auch Kieselsäure wird durch mikroskopisch kleine Pflanzen, die Diatomeen, und durch mikroskopische Tierchen, die Radiolarien, ausgeschieden. Wie sehr im Weltmeere die Ausscheidung vor dem Niederschlag vorwaltet, geht daraus hervor, daß höchstens 22% seiner Bodenfläche mit Zerstörungsprodukten des Landes bedeckt sind, und dies namentlich im Bereiche des Kontinentalblocks, während auf einer beinahe doppelt so großen Fläche (nämlich 43%) vor allem kalkige Ausscheidungen angetroffen werden. Auf mehr als einem Drittel des Meeresbodens (35%) aber herrschen weder Niederschlag noch Ausscheidung, sondern er bleibt durch lange Zeiten unverändert; er ist mit einem roten Tone bedeckt, welcher größtenteils aus dem Materiale jener vulkanischen Aschen besteht, die ins Meer fielen. Es teilt der Boden des Meeres mit dem der Süßwasserseen die Eigenschaft, auf große Strecken beinahe völlig eben zu sein.



Abb. 113. Kliffküste von Basalt an der Insel Staffa Schottland. (Zu Seite 184.)

Die am Boden, sowie an den Rändern der Seen und Meere entstehenden Ablagerungen stellen im Vereine mit den auf dem festen Lande vonstatten gehenden Aufschüttungen Neubildungen von Schichtgesteinen dar, und zwar Seitenstücke zu denjenigen, welche sich am Aufbau der festen Erdkruste wesentlich beteiligen. Unter letzteren wiegen jedoch die auf Kosten des Landes entstandenen bei weitem vor, und Schichtgesteine, welche dem heute in großen Meerestiefen auf nahezu der Hälfte der Erdoberfläche befindlichen roten Ton entsprechen würden, sind bisher nicht bekannt. Es ist daraus zu schließen, daß, wie mannigfaltig auch die Veränderungen in den Grenzen von Wasser und Land waren, welche namentlich durch das Auftreten mariner Schichtgesteine auf dem Lande angedeutet werden, es doch nie zu einem völligen Austausche kontinentaler und ozeanischer Räume gekommen ist.

Verhältnis des Küstenverlaufes zu den Strukturformen. Die Krustenbewegungen, welche das Land unablässig betreffen, machen sich natürlich auch im Bereiche der Wasserbedeckung der Erde geltend und wirken namentlich auf den Verlauf der Küstenlinien bestimmend. Handelt es sich um Verbiegungen, so treten Hebungs- und Senkungserscheinungen ein, deren Wirkungen wir bereits kennen gelernt haben. Wir bemerkten zugleich, daß die von Bewegungen des Wasserspiegels verursachten Küstenverschiebungen gleicher Art seien. Dem muß nunmehr hinzugefügt werden, daß die auf Bewegungen des Wasserspiegels zurückführbaren Erscheinungen sich auf große Strecken in derselben Weise geltend machen müssen, während bei Verbiegungen der Betrag der Hebungen oder Senkungen sich nach bestimmten Richtungen hin mehrt oder mindert. Das ist in der Tat auch meist der Fall. Küsten, deren Verlauf allein durch Verbiegungen bestimmt ist, folgen keinen bestimmten Strukturlinien, sondern der Oberfläche des unter- oder auftauchenden Landes. Aufragungen desselben bilden beim Untertauchen kleinere oder größere Inseln von unregelmäßigen Umrissen, wie z. B. Großbritannien. Anders im Bereiche von Verwerfungen, an welche sich der Küstenverlauf öfters unmittelbar anknüpft. Wo sich Horste erheben, da springt das Land in Schollen-Vorgebirgen weit seewärts hinaus; brechen Senkungsfelder ein, so entstehen Golfe. Die Golfküste ist typisch in Griechenland entwickelt, dessen Boden von Verwerfungen schachbrettähnlich in Felder zerlegt worden ist. Die Auflösung des Landes geht hier so weit, daß es in einzelne Inseln, in einen Archipel zergliedert wird, zwischen denen sich beträchtliche Meerestiefen erstrecken (vgl. Andrees Handatlas S. 126). Die gleiche Entwickelung kehrt im Malayischen Archipel wieder (ebenda S. 153/154), wo Celebes mit seinen tiefen Golfen noch weit mehr gegliedert erscheint, als der Peloponnes. Auch Japan (Andrees Handatlas S. 158) zeigt in seinem Umrisse Bruchformen. Ob auch die für die arktischen Breiten so bezeichnenden Archipele durch Einbrechen der sie durchziehenden Sunde entstanden sind, oder ob letztere lediglich überflutete Tieflandsstrecken darstellen, bedarf noch näherer Untersuchung.

Folgt die Küste einer Stauungszone, so werden deren Rücken als langgedehnte Inseln oder Halbinseln, die Talungen dazwischen aber als schmale Meeresstraßen oder langgedehnte Buchten entgegentreten, die hier und da durch Querverbindungen in Verbindung stehen. Besonders charakteristisch sind T-förmige Buchten. Sie entsprechen einer teilweise untergetauchten Talung, die durch ein Quertal mit dem offenen Meere in Verbindung steht. Die San Francisco-Bai mit ihrer Goldenen Pforte (Golden Gate) ist ein ausgezeichnetes Beispiel für diesen Buchtentypus (Andrees Handatlas S. 183). Auch in den Umrissen der Küste von Britisch Columbia (ebenda S. 179), sowie in denen vom westlichen Patagonien (ebenda S. 200) erblickt man die charakteristischen Züge einer Stauungsküste, kombiniert allerdings mit dem Formenschatze der Fjordküste. Liegt eine Stauungszone größtenteils unter Wasser, so ragen lediglich ihre höchsten Erhebungen als Inseln hervor, welche durch ihre Anordnung in eine gekrümmte Reihe den bogenförmigen Verlauf einer Stauungszone verraten. Die Sundainseln grenzen gegen den Indischen Ozean mit der charakteristischen Erstreckung einer solchen. Die Inselreihen, welche an der Ostküste Asiens wie Girlanden verlaufen: die Riu-kiu, die japanischen Inseln und die Kurilen, ferner die Aleuten, die Andamanen und Nicobaren (Andrees Handatlas S. 137/138), endlich der Inselbogen der Antillen (ebenda S. 194), sie alle gleichen den Gipfeln fast gänzlich untermeerischer Stauungszonen. Sie erscheinen wie die höchsten Spitzen des Wulstes einer Grundfalte. Daneben senkt sich der Meeresboden jäh zu abyssischen Tiefen herab, die längs unserer Inselgirlanden schmale Streifen bilden. Man nennt letztere vielfach Gräben; es ist jedoch nicht irgendwie sicher gestellt, daß hier Einbrüche zwischen Ver-

werfungen vorliegen, vielmehr scheint uns, daß hier die zum Wulste einer Grundfalte gehörigen Einbiegungen vorliegen. An den Steilabfällen zwischen beiden zerreißen die Kabel häufig; es finden nachweislich häufig Tiefenänderungen statt, verursacht durch ein Abgleiten von Massen, wie es an den entsprechenden Stellen in älteren Stauungszonen geschehen ist. Mutmaßlich haben wir es daher hier mit dem Vorschreiten einer Grundfalte zu tun. Bemerkenswert ist, daß die aus einem Wulste aufragenden Inseln häufig Vulkane besitzen.

Der Atlantische Ozean wird auf große Strecken durch Bruch- und Verbiegungsküsten, der Pazifische von Stauungsküsten umrahmt. Man unterscheidet dementsprechend einen atlantischen und einen pazifischen Küstentypus.

8. Inselbildung.

Untertauchungs- und Abgliederungsinseln. Die Kräfte, welche am Saume des Meeres arbeiten, führen im allgemeinen nicht zur Inselbildung. Wohl löst die Brandung hier und da einen Pfeiler von der Kliffküste los und macht ihn zum Inselchen, aber lange bleibt dieses nicht bestehen. Viel häufiger ereignet sich aber, daß die Versetzung des Strandgerölles eine Insel durch eine Nehrung landfest macht. Der eigentliche Faktor der Inselbildung sind die Verschiebungen der Grenze zwischen Wasser und Land. Bei jedem Untertauchen des Landes wird es einen Moment geben, daß seine isolierten Erhebungen gerade noch als Inseln aus den Fluten aufragen. Die meisten Küsteninseln sind so entstanden, und so viele Arten von Hügeln und Bergen es auf dem Lande gibt, so viele Typen von Küsteninseln könnte man unterscheiden. Liegen der deutschen Nordseeküste Düneninseln vor, so könnte man die an der Ostseeküste gelegenen, wie Fehmarn und Rügen, als Moräneninseln bezeichnen. Sehr deutlich sieht man an der Küste der Bretagne (Andrees Handatlas S. 95), wie sich die Höhen dieser Halbinsel als Inselgruppen ein Stück seewärts fortsetzen. Die langgedehnten, der dalmatischen Küste vorgelagerten Inseln sind nichts anders als die Gipfel untergetauchter Bergketten, die parallel zur Küste streichen. Doch nicht allein kleine Küsteninseln entstehen beim Untertauchen des Landes; große Inselgruppen, wie z. B. Großbritannien, sind nichts anderes als die Hochlandpartien eines größeren, gesunkenen Komplexes.

Inseln entstehen ferner, indem sich zwischen zwei Meeren ein Streifen Landes senkt. Auf diese Weise können namentlich Halbinseln in Inseln verwandelt werden. Würde sich z. B. das Land längs der Garonne und des Canal du Midi im südlichen Frankreich unter das Meer senken, so würde die Pyrenäenhalbinsel zu einem großen Eilande werden. Es liegen Gründe vor, eine derartige Entstehung für Korsika und andere Inseln des Mittelmeeres anzunehmen. Denkbar ist der Fall, daß eine Hebung einer Abgliederungsinsel den Landverlust durch die Senkung auf der einen Seite durch einen Landgewinn auf der anderen wettmacht, daß also die Insel vom Festlande gleichsam wegwandert.

Nur landnahe Inseln können durch Nehrungen wieder landfest gemacht werden; ist durch das Untertauchen oder die Abgliederung eine tiefere Meeresstraße entstanden, so entwickeln sich in dieser Strömungen, die sie ausfegen und vergrößern und die entstandene Insel dauernd als solche erhalten. Bekannt sind die Strömungen in der Straße von Messina, sie sind wichtig für Erhaltung der Inselnatur von Sizilien; die starken Gezeitenströmungen zwischen den friesischen Inseln hindern, daß sie wiederum zu einem einheitlichen Dünensaum zusammenwachsen; zwischen ihnen geht der Flutstrom ins Watt und der Ebbestrom aus ihnen heraus, und schafft gerade hier bedeutende Tiefen. Es ist auch zweifellos, daß, nachdem durch Untertauchen eine Wasserverbindung zwischen dem Ärmelkanal und der Nordsee geschaffen worden war, die Gezeitenströmungen diese Verbindung stark ausgeweitet haben; ursprünglich eine untergetauchte Tiefenlinie des Landes, hat die Straße von Dover ihre heutige Gestalt durch das Meer bekommen. Wenn sie auch selten die Ursache zur Inselbildung werden können, so erhalten doch die im Meere wirksamen Kräfte die durch Untertauchen oder Abgliederung entstandenen Inseln als solche.

Auftauchungs- und Erhebungsinseln. Ebenso wie beim Untertauchen des Landes kann es beim Heben des Meeresbodens zur Inselbildung kommen; es werden dessen Sandbänke und Korallenriffe zuerst als Inseln auftauchen; doch sind solche Auftauchungsinseln weit seltener als die Untertauchungsinseln, da der Meeresboden viel weniger Unebenheiten als das Land

besitzt. Andere Inseltypen können entstehen, wenn sich der Meeresboden örtlich erhebt, wenn hier ein Horst emporsteigt, eine Stauungszone über die Fluten gerät, oder wenn untermeerische Vulkane bis über den Meeresspiegel emporwachsen. Der Bildung aller dieser Auftauchungs- und Erhebungsinseln wirkt die Brandung entgegen. Sie beginnt an der werdenden Insel zu nagen, sobald diese bis hart an den Meeresspiegel gelangt ist, und arbeitet an ihr, solange sie über denselben aufragt. Geschehen Auftauchen und Erhebung nicht rasch genug, so kann die Brandung die im Entstehen begriffene Insel kappen und in eine Felsbank verwandeln.

Die Auftauchungs- und Erhebungsinseln (mit Ausnahme der Vulkaninseln) bestehen aus dem Materiale des Meeresbodens; dadurch unterscheiden sie sich wesentlich von den Untertauchungs- und Abgliederungsinseln. Aber bestehen sie länger, so kann dieses Material abgetragen werden und damit das Unterscheidungsmerkmal fallen. Dann geben Flora und Fauna der Inseln in der Regel noch einen gewissen Anhalt, um zu entscheiden, ob sie Trümmer des Landes oder dem Meere entstiegen sind. Es ist klar, daß ein den Fluten eben entsteigendes Eiland keine Bewohner haben kann; es wird vom benachbarten Lande her oft in rein zufälliger Weise besiedelt. Seine Flora und Fauna tragen daher den Charakter des Neuen, Unfertigen. Anders dann, wenn das Eiland durch Sinken oder Einbruch vom festen Lande getrennt wird. Dann retten sich nach ihm die Geschöpfe der untergehenden Landbrücke, es bewahrt die Flora und Fauna, die das Festland zur Zeit seines Einbruches besaß.

Kontinentale und ozeanische Inseln. Wenn man von diesem Gesichtspunkte aus die Lebewelt der Inseln mustert, so findet man, daß die große Mehrzahl der auf dem Kontinentalblock liegenden Kontinentalinseln eine Flora und Fauna besitzen, welche sich der des benachbarten Festlandes mehr oder weniger nahe anschließt. Großbritannien hat z. B. ein Pflanzenkleid und eine Tierwelt, die mit der des benachbarten atlantischen Europa so nahe übereinstimmen, daß noch in allerjüngster geologischer Vergangenheit, und zwar noch spät nach der Eiszeit, eine Landverbindung zwischen den Inseln untereinander und dem Festlande bestanden haben muß. Ähnlich verhält es sich mit der Lebewelt der großen Inseln des Mittelmeeres, mit der der Großen und Kleinen Antillen, wenn schon hier die Sonderentwickelung von einigen Elementen auf eine ziemlich lange Dauer der Insulierung weisen. Ebenso schließen sich die Flora und Fauna der großen Inseln der Inselbögen am Ostsaume Asiens den festländischen an und erweisen, daß Japan, Formosa und die Philippinen Abgliederungs- und nicht Erhebungsinseln sind. Selbst Madagaskar muß nach seinen pflanzlichen und tierischen Bewohnern noch als eine allerdings sehr alte Abgliederungsinsel gelten. Hiernach können wir sagen, daß die Kontinental-Inseln im großen und ganzen wirklich Festlandteile sind.

Ganz anders die ozeanischen Inseln. Ihre Lebewelt trägt den Charakter des zufällig Zusammengetragenen, so wie es von Ländern, die dem Meere entstiegen sind, zu erwarten ist. Ihre Beschaffenheit kennzeichnet sie entweder als Auftauchungs- oder als Erhebungs-Inseln. Auftauchungsinseln sind die zahlreichen Koralleninseln namentlich des Pazifischen Ozeans; sie sind Riffbauten, die auf irgendwelchem Sockel aufsitzen und über die Fluten auftauchen. Die Erhebungsinseln werden aber ausschließlich durch vulkanische Inseln repräsentiert. Einige von ihnen sind Kraterinseln, wie die Insel St. Paul im Indischen Ozean (Abb. 114; vgl. Andrees Handatlas S. 3); es ragt lediglich ein Kraterrand über das Meer, und dieses buchtet sich in den Krater hinein; andere entstreben dem Ozeane als einheitlicher Kegel, bei anderen wieder, wie z. B. Teneriffa, stößt letzterer an die Überreste eines älteren, stark zerschnittenen Vulkanes, andere ferner sind ganze Komplexe von Vulkanen, andere endlich sind lediglich Vulkanruinen, wie z. B. Madeira. Daß aber auch Vulkaninseln von der Brandung zum Verschwinden gebracht werden können, lehren so manche Felsbänke in ihrer Nachbarschaft, die nach ihrer ganzen Erscheinung, wie z. B. die Seine- und die Daciabank nördlich der Kanarien (Andrees Handatlas S. 163), als gekappte Vulkane zu deuten sind.

Auf den ozeanischen Inseln fehlen fast durchweg ältere Gesteine, deren Auftreten auf eine starke Aufpressung oder Horstbildung zurückgeführt werden müßte. Hieraus darf aber noch nicht geschlossen werden, daß derartige Krustenbewegungen am Boden der Ozeane nicht vorhanden wären. Vielmehr macht der Umstand, daß manche Inselgruppen namentlich des pazifischen Weltmeeres aus wulstförmigen Rücken des Meeresrandes erstehen, neben welchen streifenförmige Einsenkungen vorkommen, wahrscheinlich, daß junge Stauungszonen auch inmitten des Ozeans vorkommen, welche jedoch nicht so bedeutend sind, daß sie die Unterlagen der

Sedimente des jetzigen Weltmeeres über dessen Spiegel förderten. Daneben sind doch die bei weitem überwiegenden Flächen des Ozeangrundes so eben, daß hier von untermeerischen Gebirgen nicht die Rede sein kann.

Die Veränderungen in der Verteilung von Wasser und Land geschahen nach dem Dargelegten nur in geringem Umfange auf dem Wege des Auftauchens neuer insularer Landmassen aus den ozeanischen Tiefen. Dagegen erfolgt ein beträchtlicher Landgewinn am Saume bereits bestehender Landmassen, denn hier hat er durch dieselben nicht bloß eine Rückendeckung gegen die Angriffe der Brandung, sondern auf der anderen Seite durch ihre Abtragungsprodukte einen Schutz gegen den Wellenschlag. Es gliedert sich neues Land im wesentlichen als Küstenvorland an bereits bestehende Landmassen an, so etwa wie sich neue Gebirgsmassen an bereits bestehende anfügen. Mit diesem Landgewinn hat wohl auch der Kontinentalschelf zu tun, welcher in Gestalt flacher See die Festländer umgürtet. Dagegen verraten uns die Kontinentalinseln, daß ein beträchtlicher Landverlust durch Einbiegen oder Einbrechen von Krustenteilen geschieht. Die dadurch bewirkten Veränderungen in den Festlandumrissen halten sich aber in bestimmten Grenzen. Wir bemerkten bereits S. 190, daß die Meeresbildungen, die sich am Aufbaue des festen Landes beteiligen, im wesentlichen



Abb. 114. Die Kraterinsel St. Paul. Aufnahme von Prof. Dr. C. Apstein in Kiel.

den Charakter von solchen tragen, die auf Kosten des Landes im Bereiche des Kontinentalblockes entstanden. Anderseits liegen die großen Kontinentalinseln, welche bei einer Zerstückelung von Land hervorgegangen sind, im Bereiche des Kontinentalblockes, so daß sich alle Veränderungen in den Umrissen von Wasser und Land, die wir zu überblicken vermögen, in dessen Grenzen abspielen. Zugleich fehlen sichere Anhaltspunkte dafür, daß die großen abyssischen Tiefen der Ozeane jenem Lande gehörten. Alles dies weist auf eine gewisse Permanenz der offenen Ozeane und des Kontinentalblockes. Mit einer solchen Permanenz stehen die Floren und Faunen der Festländer in Einklang. Sie zeigen um so größere Verwandtschaft untereinander, je näher die Länder beieinander liegen; ein beinahe einheitliches Flora- und Faunagebiet umringt den Nordpol, und je weiter man sich auf dem Kontinentalblock südwärts begibt, desto mehr gehen die Lebewesen seiner drei Strahlen auseinander; die von Afrika, Australien und Südamerika sind weit voneinander verschieden.

9. Wert der Erdkruste.

Der Boden. Da sich das menschliche Leben nie dauernd auf den weiten Flächen des Ozeans abzuspielen vermag, so mag das Land auch als vornehmster Schauplatz von dessen Entfaltung kurz in Betracht gezogen werden. Sein Wert für den Menschen wird in erster

Linie nicht durch seine Oberflächengestalt und die Zusammensetzung seines Bodens, sondern durch sein Klima bestimmt. Dieses ist es, welches die einzelnen Räume der Erdoberfläche bewohnbar oder unbewohnbar macht. Die beste Oberflächengestaltung und die ausgezeichnetste Beschaffenheit des Bodens werden belanglos, wenn sie Gebieten zukommen, die wegen ihrer niederen Temperaturen oder besonders wegen mangelnden Niederschlages menschenfeindlich sind. Aber unter gleichen klimatischen Verhältnissen werden die äußere Form und die innere Zusammensetzung der Erdkruste für den Wert der Länder außerordentlich bestimmend, doch besteht nicht nur, wie wir bereits gesehen haben, eine enge Abhängigkeit der feineren Oberflächengestalt der Erde vom Klima, sondern dieses ist auch von maßgebendem Einfluß auf die Bodenbeschaffenheit. Dies erhellt ohne weiteres aus der Entstehung des Bodens. Was wir Erdboden nennen, ist die oberste Krume des Landes, der Standort der Pflanzen, die dünne Oberflächenschicht, in der sich die Wurzeln verästeln. Sie geht entweder aus ihrer Unterlage hervor, indem diese insbesondere durch die Verwitterung zerstört wird, oder sie ist, wie bei allen Ablagerungen, die auf der Landoberfläche geschehen, die jüngste Lage, die aufgeschüttet wurde. Wir haben daher zwei Gruppen von Böden zu unterscheiden, Verwitterungsboden und Aufschüttungsboden; es gibt jedoch auch Stellen, wo es nicht zu einer Bodenbildung in dem oben angedeuteten Sinne gekommen ist, wo das feste Gestein nackt zutage tritt, bloßgelegt durch irgend einen Erosionsvorgang. Dann sprechen wir von Felsboden. Nun haben wir gesehen, wie ebensowohl die Verwitterungsvorgänge, als auch die Aufschüttungen und die Erosionsvorgänge auf dem Lande unter dem Einfluß des Klimas stehen; dieses erscheint daher als wichtiger Faktor der Bodenbildung.

Aufschüttungsboden. Betrachten wir zunächst die Böden nach der Art ihrer Entstehung. Die Aufschüttungsböden sind sehr verschieden nach der Kraft, welche die Aufschüttung besorgte. Fluviatile Aufschüttungsböden, von den Flüssen und Strömen gebildet, treten uns sowohl in Gestalt der großen Aufschüttungsebenen entgegen, die wir eingehend gewürdigt haben, als auch als schmale Aufschüttungen an den Talsohlen. Das Material kann grobes Geröll und Schotter, feinerer Kies und Sand, sowie lehmiger Natur sein. Lehme walten oberflächlich in den großen Ebenen vor und bedingen deren Fruchtbarkeit, das gröbere Material liegt vielfach in der Tiefe. Vorausgesetzt dabei ist, daß die Ebene von Wasser durchflossen wird; enden in ihr Wasserläufe, so reichern sich die darin enthaltenen Salze in ihrem Boden an, und dieser wird als Salzboden in hohem Grade unfruchtbar. Die vom Winde abgelagerten äolischen Aufschüttungsböden zeigen in der Regel eine strengere räumliche Sonderung des sandigen und feinerdigen Materials; der Dünensand scheidet sich scharf vom staubigen Löß; während aber dieser wegen der in ihm enthaltenen Nährstoffe ein ausgezeichneter Ackerboden ist, ist der Dünensand meist recht unfruchtbar, zumal da er gewöhnlich nur aus Quarzkörnern besteht. Die glazialen Aufschüttungsböden bestehen aus einem bunten Gemisch von Gesteinstrümmern, die um so mehr zerkleinert sind, je weiter sie verfrachtet sind. Wenig fruchtbar, wenn sie nur einen kurzen Weg zurückgelegt haben, liefern sie, wenn weiter transportiert, in Gestalt des Geschiebelehmes einen sehr guten Ackerboden. Marine Aufschüttungsböden beschränken sich auf die Stellen der Küstengebiete, wo ein Landzuwachs, sei es durch die Bewegung des Strandmateriales, sei es durch die Hebungsvorgänge, zu verzeichnen ist. Die Strandanschwemmungen entbehren der feinerdigen Bestandteile, sind daher meist steril; anders die Schlammablagerungen in Buchten, sie liefern den geschätzten Marschenboden. Endlich sind pflanzliche Aufschüttungsböden zu nennen, welche dort auf feuchtem Land entstehen, wo die Vegetation sehr langsam vermodert, und die heutige Pflanzengeneration auf der unverwesten vorhergehenden wächst, so wie wir es in den Mooren sehen. Solche Böden sind für den Ackerbau gewöhnlich nicht nutzbar; sie haben aber als Aufspeicherung von Brennmaterial (Torf) Bedeutung.

Die **Verwitterungsböden** gehen entsprechend dem S. 130 Gesagten bei dem mechanischen Zerfall oder der chemischen Zersetzung der obersten Schicht der Landoberfläche hervor. Die Zerfallböden bestehen aus denselben Gemengteilen, wie das darunter befindliche Gestein, und je nachdem dieses reich oder arm an Nährstoffen ist, sind sie es auch. Aber ihre Fruchtbarkeit hängt nicht nur davon ab, sondern namentlich auch von ihrem Korn; grobe Zerfallböden sind viel weniger fruchtbar, als die feinen. In den Zersetzungsböden sind durch die Tätigkeit des Wassers, unterstützt von der der Organismen, gewisse Bestandteile des unterliegenden Ge-

steines, und zwar meist die für die Bodenkultur wichtigen ausgelaugt. Je länger die Zersetzung anhält, desto ärmer an Nährstoffen wird der Boden, aber zugleich desto feiner wird er. Geht daher mit der Zersetzung nicht die Abtragung Hand in Hand, so können sich Gesteine, die mäßig verwittert einen ausgezeichneten Boden liefern, in einen Mantel von unfruchtbaren Zersetzungsprodukten hüllen. Die Bedingungen dazu sind namentlich in Rumpfebenen gegeben, diese sind daher im Gegensatz zu den Stromebenen häufig wenig fruchtbar. Als Ergebnis der Gesteinzersetzung erscheint, wie bereits S. 130 erwähnt, in unserem Klima der Lehm, in den Tropen der Laterit.

Eng beschränkt in ihrer Verbreitung sind die **Felsböden**. Sie treten uns in weiten Flächen entgegen, dort, wo Inlandeismassen erodierend über das Land gegangen sind, oder wo der Wüstenwind daran nagt, oder wo es von großen Lavamassen übergossen worden ist; als Felswände finden wir sie an jugendlichen Tälern, an Hochgebirgsfirsten oder Küstenkliffen, immer als „unproduktives" Gelände.

Bodenregionen. Die unterschiedenen Typen von Bodenarten gruppieren sich räumlich ganz in derselben Weise, wie die Skulpturformen der Erdoberfläche (S. 172). Es heben sich hervor: 1. Gebiete humider Böden, welche von den Flüssen entwässert werden, in welchen das Regenwasser teilweise in den Boden eindringt, ihn zersetzt, so daß Zersetzungsböden entstehen, denen auf der anderen Seite die Gebiete fluviatiler Aufschüttung in den Stromebenen gegenüberstehen. Die Zersetzungsböden tragen in heißen Ländern Laterit- und gemäßigten Lehmcharakter; darnach kann man tropische und subtropische humide Böden unterscheiden. Felsböden treten in humiden Gebieten nur selten auf, sie beschränken sich auf die Gehänge jugendlicher Täler, auf ganz junge Vulkanergüsse usw. 2. Gebiete arider Böden, in denen die Verdunstung vor dem Niederschlage überwiegt. Das fallende Regenwasser wird größtenteils sofort verdunstet und kann nur in ebenso geringem Umfange in den Boden eindringen, als es oberflächlich in Gestalt zeitweiliger Gerinne abfließt. Die Gesteinszersetzung ist daher unbedeutend, die Verwitterung liefert vornehmlich Zerfallböden, die wegen der durch die Trockenheit bedingten Vegetationslosigkeit leicht ein Spiel des Windes werden, so daß Felsböden entstehen. Das spärliche in den Boden eingedrungene Wasser wird vielfach durch die Verdunstung wieder emporgehoben und bringt dann die Stoffe an die Oberfläche, die es unterwegs gelöst hat. Sie reichern sich hier an: So entstehen in kalkhaltigen Gebieten oberflächlich harte Kalkkrusten, im Bereiche von Gesteinen, welche Salze enthalten oder bei ihrer Zersetzung Salze liefern, Salzböden. Die in das Bereich arider Böden hineinfließenden Flüsse sind nicht Entwässerungsadern, sondern Bewässerungsadern. Enden sie in jenem Bereiche, so entstehen Salzböden. 3. Gebiete glazialer Böden. Nackter Fels tritt im Zentrum der Vergletscherung entgegen, wo sich die glaziale Erosion entfaltet; an der Peripherie herrschen Moränenböden, an welche sich Gebiete fluviatiler Aufschüttung knüpfen. In dem Bereiche, wo sie gegenwärtig entstehen, sind die glazialen Böden von Gletschereis und seiner Firnhaube begraben; sie liegen nackt da, nur wenig angegriffen von der Verwitterung, im Gebiete der eiszeitlichen Vergletscherung. Hand in Hand mit dem Seenreichtum dieser Gebiete geht ihr Reichtum an Moorboden; sie sind die eigentlichen Torfländer. In welcher Weise sich die Lößgebiete mit den Gebieten der großen eiszeitlichen Vergletscherungen vergesellschaften, haben wir bereits (S. 172) erwähnt.

Den gefrorenen Boden der Polargebiete haben wir nicht in Verbindung mit diesen Bodenregionen zu betrachten. Er gehört unter die Gesteine, welche die Erdkruste bilden, und herrscht dort, wo die Kälte so groß ist, daß das in unserem Klima im Boden als Grundwasser auftretende Wasser gefroren ist. Er taut nur oberflächlich während des Sommers auf und trägt dann bloß eine geringfügige Vegetation. Das sind die Tundren des nördlichsten Europas und von Nordasien, die Barren Lands von Nordamerika (Andrees Handatlas S. 15/16).

Bodenschätze. (Vgl. Andrees Handatlas S. 9/10, sowie für Mitteleuropa S. 39.) Ungemein weit verbreitet ist das Mineral, das für den Menschen zum Leben unumgänglich nötig und das einzige ist, das zu den Nahrungsmitteln zu rechnen ist, nämlich das Kochsalz. Als Hauptmineralbestandteil des Meerwassers kann es durch Verdunsten desselben leicht gewonnen werden. Das geschieht namentlich an den Küsten wärmerer Länder, in Europa, in Frankreich, Portugal, Spanien, Italien, Südrußland, ferner in Vorder-Indien. Allenthalben im Flußwasser enthalten, reichert es sich in den Endseen an und wird beim Verdunsten der-

selben ausgeschieden. Zahlreiche Stätten der Salzgewinnung im Innern der Festländer, namentlich in Afrika, knüpfen sich an solche Stellen. Der Verdunstungsvorgang, der bei der Meer- und Seesalzgewinnung künstlich vollzogen wird, hat sich im Laufe der geologischen Geschichte wiederholt ereignet, und große Salzlager marinen oder kontinentalen Ursprungs sind den Schichtgesteinen eingebettet worden. Quellwasser, das mit ihnen in Berührung kommt, reichert sich mit Salz an und wird zur Salzsole, die von alters her an vielen Stellen zu Salz versotten wird. Neuerdings ist man aber mehr und mehr zur Ausbeutung des Steinsalzes übergegangen. Solches altpaläozoischen Alters wird in Nordamerika in der Nachbarschaft des Ontariosees gewonnen. Ungemein reich sind die jungpaläozoischen Salzlager Norddeutschlands, welche namentlich in der Umgebung des Harzes auch mit den anderen im Meere enthaltenen Salzen, den wichtigen Kalisalzen vergesellschaftet sind; zur Trias gehören die Salzlager Süddeutschlands und der nördlichen Kalkalpen, zum jüngeren Tertiär die Österreich-Ungarns am Nordfuße der Karpathen und Siebenbürgens, sowie verschiedene Salzlagerstätten Kleinasiens. Eine Aufzählung nur der wichtigeren Salzlagerstätten würde sehr umfangreich ausfallen. Viel wichtiger als ihre Nennung erscheint die Erwähnung der Gebiete, in denen es fehlt. Das sind die Bereiche der ältesten Gesteine der Erdkruste. Wo diese bloßgelegt sind, gibt es kein Salz. Es mangelt daher im Bereiche der großen Massive, in Skandinavien, in dem Gebiete rings um die Hudsonbai, in großen Teilen Südamerikas, und in Zentralafrika ist es so selten, daß es als Geldeinheit gilt. Wie sehr das Salz in den Massiven der Urgesteine fehlt, lehrt am besten in Mitteleuropa das Bereich des boischen: Weder in Böhmen noch in Sachsen wird irgendwo Salz gefunden. Beide Länder sind auf den Import dieses wichtigen Minerals angewiesen. Von alters her führt eine Salzstraße von Oberösterreich nach Böhmen.

Wir schließen an die Besprechung des Steinsalzes die zweier anderer Mineralien, die für die Bodenkultur von großer Bedeutung sind, also mittelbar auch für die Gewinnung von Nahrungsmitteln in Betracht kommen: Der Salpeter findet sich fast ausschließlich in den überaus trockenen Gebieten des nördlichen Chile, dicht unter oder auf der Erdoberfläche. Weiter verbreitet hingegen sind die Phosphate, die stellenweise, wie z. B. in den südöstlichen Vereinigten Staaten Nordamerikas, in Rußland und Algier in größerer Menge den Schichtgesteinen eingebettet sind.

Eisen. Unsere gegenwärtige Kultur beruht in allererster Linie auf der Verwertung von Eisen und Kohle. Das Eisen ist allgemein über die Erdoberfläche verbreitet. Eisenerze sind hier und da Glieder der Schichtgesteine, sie sind an das Auftreten vulkanischer Gesteine geknüpft und sind den ältesten Gesteinen der Kruste beigesellt. Sie finden sich in Massiven, Stauungszonen und in der Nähe erloschener Vulkane; gegenwärtig aber ist für ihre Gewinnung nicht bloß die Massenhaftigkeit ihres Vorkommens und die Größe ihres Gehaltes an Eisen maßgebend, sondern namentlich die Nähe von Kohlen, die zu ihrer Verhüttung notwendig sind. Die ungeheuren Eisenerzlager, welche das mittlere Schweden von der Ostsee bis nach Wermland durchziehen, oder welche im nördlichen Schweden den Malm(Erz)-Berg bei Gellivare bilden, der den gesamten Eisenbedarf der Erde auf Jahrhunderte decken könnte, kommen gleich den Erzbergen des Ural bei Nischni-Tagilskoi, ja selbst ebenso wie der berühmte Erzberg von Eisenerz in Steiermark gegenwärtig für die Eisengewinnung weniger in Betracht, als Lagerstätten bei weitem weniger guter Erze in der Nähe der Kohlen, wie die von Lothringen und Böhmen, oder als solche Erzlager, die wie jene des westlichen Michigan, oder die von Bilbao in Spanien, an den Ufern großer Binnenseen oder des Meeres gewonnen werden, von wo sie mit billiger Wasserfracht leicht zu den Stätten der Kohlengewinnung gebracht werden können.

Die **Kohlenlager** sind vorwiegend aus Resten von Landpflanzen zusammengesetzt; sie finden sich daher ausschließlich in Schichten, welche auf dem Lande oder wenigstens an dessen Küste zur Ablagerung gelangten. Sie kommen zwar in den Schichten aller geologischen Perioden vor, in welchen Pflanzen existierten, also in allen mit Ausnahme jener des kambrischen und silurischen Systems, besonders häufig aber rühren sie aus einer Zeit her, die durch einen außergewöhnlich üppigen Pflanzenwuchs ausgezeichnet war, nämlich der Steinkohlenperiode. Auf der Nordhemisphäre waren damals an zahlreichen Stellen die günstigsten Verhältnisse für die Entfaltung einer reichlichen Vegetation geboten: Mächtige Gebirge hatten sich erhoben, an ihrem Fuße entwickelten sich ähnliche Dickichte wie heute in den Dschungeln am Saume

des Himalaja; eine Generation von Pflanzen wucherte hier über der anderen; gelegentlich wurden sie zugedeckt von den Ablagerungen von Gebirgsflüssen, hier und da auch tauchten sie unter den Spiegel eines benachbarten Meeres. So entstanden nördlich von dem Gebirge, das sich gegen Ende des paläozoischen Zeitalters in den mittleren Breiten Europas erhoben hatte, zahlreiche Kohlenlager. In den großen Kohlengebieten Großbritanniens, nämlich des Schottischen Tieflandes zwischen dem Firth of Clyde und dem Firth of Forth, dem nordenglischen von Northumberland und Durham, dem mittelenglischen von Lancashire und Yorkshire samt dem benachbarten Staffordshire, sowie dem von Nord- und Südwales, erreichen sie ihr nördlichstes Vorkommen. Die großen Industriezentren Glasgow, Manchester, Sheffield und Birmingham, die großen Kohlenhäfen Newcastle, Sunderland und Cardiff sind durch sie bedingt. Weiter ziehen sie sich durch Nordfrankreich, wo sie bei Valenciennes, durch Belgien, wo sie bei Mons, Charleroi und Lüttich ausgebeutet werden, nach den beiden großen deutschen Kohlengebieten von Aachen und dem von Rheinland und Westfalen, der Gegend von Essen, Bochum und Dortmund (Andrees Handatlas S. 39). Dann tauchen sie unter die jüngeren Schichten des Norddeutschen Flachlandes unter und erscheinen wieder in Oberschlesien, unfern der Stelle, wo das Deutsche Reich, Österreich und Rußland zusammengrenzen. Hierauf neuerlich aussetzend, treten sie dann in den großen russischen Kohlengebieten am Donezflusse, sowie südlich von Moskau bei Rjäsan, Tula und Kaluga wieder auf. Südlich von diesen Hauptvorkommnissen der Steinkohlen in Europa gibt es nur kleinere Lagerstätten, so einzelne in Spanien (Oviedo und in Belmez in der Sierra Morena), in Zentralfrankreich (vor allem St-Etienne), in Mitteldeutschland (Saarbrücken, Zwickau, Waldenburg in Schlesien) und Böhmen (Pilsen, Schlan und Kladno bei Prag); aber im Mittelmeergebiete fehlen die Steinkohlen ebenso im Bereiche der hier vorherrschenden mesozoischen und tertiären Schichten, wie in Nordeuropa im Bereiche der archaischen und altpaläozoischen Gesteine. Ähnlich wie in Europa ist das Vorkommen der Steinkohlen in Nordamerika. Sie lehnen sich an den Nordwestabfall der Appalachen (Pennsylvanien) und erstrecken sich weit in das Mississippibecken (Illinois, Michigan) hinein. Weiter westlich fehlen sie im Bereiche jüngerer Schichten, ebenso wie im Norden, in den aus archaischen Gesteinen bestehenden Hudsonbailändern. Vereinzelt sind die Steinkohlenvorkommnisse von Neuschottland und Neufundland. Asien hat einige Steinkohlenvorkommnisse in der Mitte Sibiriens am Jenissei, sowie in Nordchina, ausgedehntere namentlich in den Provinzen Schansi und Schensi, ferner in Schantung. Die Steinkohlenvorkommnisse Vorderindiens, die des östlichen Australien (Newcastle in Neusüdwales) und von Südafrika (Kapland, Transvaal, Natal) heben sich durch gemeinsame Züge ihrer Flora von den europäischen und nordamerikanischen Vorkommnissen ab. Südamerika und Mittelamerika, Nord- und Mittelafrika, sowie ganz Westasien entbehren ausgedehnter Steinkohlenvorkommnisse; dieselben fehlen in den labilen Gebieten der Erdoberfläche ebenso wie in den ganz stabilen und erlangen ihre größte Verbreitung in den Ländern, die am Schlusse des paläozoischen Zeitalters eine Zusammenstauung erfuhren, seither aber stabil sind.

Neben den Steinkohlen der Kohlenformation (Karbon) gibt es auch solche mesozoischen Alters, denen jedoch immer nur örtliche Bedeutung zukommt. Triaskohlen werden im Kaplande (Stormberg) gewonnen, Jurakohlen bei Fünfkirchen und im Banat in Ungarn. Häufiger sind solche kretazeischen Alters, namentlich im westlichen Nordamerika sowohl am Fuße des Felsengebirges als auch an der pazifischen Küste auf der Insel Vancouver, ferner in Japan. Wichtiger sind in Mitteleuropa die Braunkohlen, welche der letztverflossenen (Tertiär)-Periode der Erdgeschichte entstammen und stellenweise in großer Mächtigkeit auftreten, namentlich im Bereiche von ehemaligen Ebenen, die während der Tertiärperiode aufgeschüttet, seither aber wieder zerschnitten worden sind. Hierher gehören vor allem die Braunkohlenlager des nördlichen Böhmen, von Aussig-Teplitz-Dux und Falkenau, sowie zahlreiches Vorkommen im Deutschen Reiche, in der Bonner Bucht, in der sächsisch-thüringischen Bucht, in der Lausitz.

Alle Stätten lebhafter Kohlengewinnung sind auch Gebiete der Eisenverhüttung, und an ihre Nachbarschaft knüpft sich gewöhnlich auch die Gewinnung von Eisenerzen, die nicht selten zugleich mit der Kohle vorkommen, ja gelegentlich zugleich mit den Kohlen in ein und demselben Schachte ausgebeutet werden. Eine überaus dichte Bevölkerung sowie ein engmaschiges Eisenbahnnetz zeichnet alle solche Stätten aus; sie sind die Zentren der modernen Großindustrie.

Anthrazit und Graphit. Je jünger die Kohlen, desto mehr ähneln sie in ihrer Zusammensetzung dem Holze, je älter, desto reicher an Kohlenstoff sind sie. Hierin beruht die Überlegenheit der Steinkohle über die Braunkohle. Es findet aber nicht bloß eine Anreicherung von Kohlenstoff mit zunehmendem Alter der Kohle statt, sondern zugleich auch mit dem Drucke, dem sie ausgesetzt gewesen ist. In Stauungszonen, z. B. in den Appalachen Pennsylvaniens und den Rocky Mountains von Canada findet sich die an Kohlenstoff reichste Kohlenart, der Anthrazit, und je mehr man sich jenen Gebirgen nähert, desto reicher an Kohlenstoff werden die dortigen Kohlen. Es kann daher nicht Wunder nehmen, daß wir dem reinen Kohlenstoff, dem Graphit, nur in sehr alten oder stark gepreßten Gesteinen begegnen. Technisch sind die Vorkommnisse im südlichen Böhmen, sowie die von Tunkinsk bei Irkutsk in Sibirien, die von Ticonderoga im Staate New York und namentlich die von Ceylon bedeutungsvoll.

Die Erdöle, welche neben den Kohlen als Brennstoffe, zugleich aber auch als Leuchtmaterialien dienen, sind gleich jenen beschränkt auf Schichtgesteine jener Perioden, in welchen reichliches organisches Leben auf der Erde existierte. Sie sind Verwesungsprodukte, sowohl von Pflanzen als auch von Tieren, die aber nicht am Orte ihrer Entstehung liegen geblieben sind, sondern ganze Schichten durchsickert und sich stellenweise besonders angereichert haben. Man kennt sie seit Jahrhunderten, aber erst als man sie in Nordamerika, vor allem im westlichen Pennsylvanien und im Staate New York, sowie später in Texas in größeren Mengen antraf, begann man sie dort in schwunghafter Weise auszubeuten. Gleiches ist seither mit den Vorkommnissen der Gegend von Baku am Kaspischen Meere geschehen; das amerikanische und russische Petroleum beherrschen heute den Weltmarkt; außerdem werden Mineralöle ausgebeutet in Galizien und Rumänien, sowie auf Sumatra, Java, Borneo und in Vorderindien. Auch der Asphalt gehört in die Gruppe der Mineralöle, er ist ein sehr zähflüssiges, kohlenstoffreiches. Er ist seit dem Altertum aus Mesopotamien bekannt und wird in großem Maßstabe namentlich auf der Insel Trinidad und im benachbarten Venezuela ausgebeutet.

Edelmetalle. Sind Salz, Kohlen und Erdöle ausschließlich an die Schichtgesteine gebunden, so sind die Edelmetalle vornehmlich an Eruptivgesteine geknüpft, welche mit sich die schwereren Substanzen der Erdtiefen emporförderten. Allerdings geschah dies nur in den seltensten Fällen mit größeren zusammenhängenden Partien, sondern meist mit Massen in sehr fein verteiltem Zustande, und in der Regel ermöglicht erst die nachträgliche Anreicherung in bestimmten Gängen die Ausbeutung der wertvollen Schätze. Bei Abtragung der Erdkruste wurden selbstverständlich auch solche Metallvorkommnisse zerstört; während aber die unedleren Metalle dabei zum Teil recht unscheinbare Verbindungen eingingen und sich als solche den Schichtgesteinen beigesellten, blieben die edleren unverletzt und finden sich als Körnchen in alten Flußablagerungen. Dies gilt namentlich vom Golde.

Das Gold kommt in weiter Verbreitung fein verteilt in Flußsanden vor; so im Rhein, in der Isar, Moldau, im Tessin usw. Aber lohnend ist daraus eine Gewinnung nur an wenigen Orten gewesen, welche nahe an den goldführenden Gängen gelegen sind, die ihrerseits teils in den ältesten Gesteinen der Erdkruste aufsetzen, teils an jüngere Eruptivgesteine gebunden sind. Die bloßgelegten Grundgebirge der großen Massive und uralten Stauungszonen kommen daher als Goldgebiete in erster Linie in Betracht. Im Altertum hat namentlich das spanische Massiv viel Gold geliefert, im Mittelalter wurde es im böhmischen Massive und in den Hohen Tauern in der Gegend von Gastein ausgebeutet, später wurden die Fundstellen im brasilischen Massive, in den Staaten Minas Geraes, Goyaz und São Paulo, die in den Anden von Colombia und Peru, die des Urals bei Beresowsk, Mijask und Troisk, sowie die zahlreichen Vorkommnisse des östlichen Sibirien bekannt. Einen bedeutenden Aufschwung nahm die Goldausbeute, als die Goldvorkommnisse Kaliforniens erschlossen wurden. Zunächst beutete man auch hier an den Gehängen der Sierra Nevada alte Flußkiese aus. Später wandte man sich den goldführenden Gängen zu, die hier stellenweise ebenso wie die von alters her berühmten Goldvorkommnisse von Kremnitz, Schemnitz, Nagy-Banya, Felsö-Banya, Kapnik und Verespatak in Oberungarn und Siebenbürgen, mit dem Auftreten verhältnismäßig jugendlicher Eruptivgesteine zu tun haben. Das berühmteste Goldbergwerk beutet den Comstockgang unfern Virginia City aus. Der Goldreichtum begleitet nahezu die gesamte Westküste Nordamerikas. Bergbau wird auch in Britisch-Columbia zu Roßland im Kootenaygebiete getrieben, nachdem das Waschgold im Cariboodistrikt, der gleichfalls an der Gold-Kette (Golden Range) gelegen ist, nahezu

ausgebeutet ist. Große Bedeutung haben in letzter Zeit endlich die Waschgoldvorkommnisse in Klondike in Alaska erlangt. Kaum war der Goldreichtum Kaliforniens bekannt geworden, so entdeckte man den Australiens, zuerst in Victoria und Neu-Südwales; eine lebhafte Ausbeute von Waschgold und dann von Ganggold begann, welch letzteres hier an Gänge von alten Eruptivgesteinen geknüpft ist. Die Karte von Australien in Andrees Handatlas S. 201/202 stellt die Verbreitung der einzelnen Goldgebiete dar. Später wurden die Goldschätze Westaustraliens bekannt, und Ende der achtziger Jahre war Australien das Hauptgoldland der Erde. Dann trat Südafrika, speziell das Transvaalgebiet an seine Stelle (Andrees Handatlas S. 168 u. 176). Hier findet sich das Gold in einem festen Konglomerate, mutmaßlich dem verfestigten Gerölle uralter Flüsse. Es wird namentlich am Witwatersrande unfern Johannesburg in größtem Maßstabe gewonnen. Weniger Bedeutung hat der Goldbergbau in Rhodesia.

Der Goldbergbau liefert neben dem Golde in der Regel auch Silber; das größte Goldbergwerk des Comstockganges ist zugleich auch das bedeutendste Silberbergwerk. Mit ihm rivalisiert zwar bereits das große Werk von Broken Hill (Willyama) in Neusüdwales, aber der Schwerpunkt der Silbergewinnung liegt heute noch entschieden in den Weststaaten der Union, wo Frisco und Eureka in Nevada, Alta und Park City in Utah, die Umgegend von Helena und die Little Belt Mountains in Montana, sowie die Black Hills von Dakota wichtige Bergbaugebiete darstellen. Ein zweites silberreiches Gebiet Amerikas liegt in Mexico; es hat bei Guadalupe-y-Calvo, Durango, Fresnillo, Zacatecas, Guanajuato und Pachuca, sowie bei S. Luis Potosi die Hauptsilbermenge der letzten Jahrhunderte geliefert. Ein drittes großes Silbergebiet liegt im Westen Südamerikas und knüpft sich an die Nähe von Potosi in Bolivia, sowie an die Gegend von Pasco im Hochland von Peru. Die altberühmten Silberdistrikte Mitteleuropas, die des Harzes (Andreasberg, Klausthal), des Erzgebirges (Freiberg, Joachimsthal) und Böhmens (Przibram), ferner die von Kongsberg in Norwegen sind teilweise bereits, wie die des Erzgebirges, erloschen. Auch die zum Teil schon im Altertume ausgebeuteten Silbervorkommnisse des Mittelmeergebietes, von Cartagena in Spanien und Laurion in Griechenland, stehen an Bedeutung weit hinter denen von Amerika zurück. Auffällig ist der Mangel an Silbervorkommen in Afrika und Asien. Nur an wenigen Stellen findet sich Platin. Es wird fast nur in Seifen, d. h. aus Flußgerölle gewonnen; so namentlich im Ural bei Nischny Tagilskoi und Beresowsk und im oberen Gebiete des S. Juan in Colombia, aber auch in geringen Mengen in Brasilien, Bolivia, Mexico und in Neusüdwales.

Unedle Metalle. Ein beinahe steter Begleiter des Silbers ist das Blei, das aber mehrfach auch allein in großen Mengen vorkommt. Es findet sich manchmal in Schichtgesteinen eingesprengt in den großen Fundstellen der Rheinlande in der Gegend von Kommern; meist kommt es aber in Nestern und Gängen vor. Stätten reicher Bleiproduktion sind in Deutschland außer den Rheinlanden der Harz (Klausthal, Andreasberg) und Oberschlesien, in Österreich Raibl und Bleiberg in Kärnten, in Spanien liefert Linares sehr bedeutende Mengen, in Nordamerika der Galenadistrikt am oberen Mississippi und das Missourigebiet unweit St. Louis, Leadville in Colorado, Eureka in Nevada. Sehr reich an Blei ist Mexico. Auch das Kupfer liebt die Gesellschaft von Silber. Spezielle Kupfergebiete sind in Mitteleuropa der Harz (Goslar) und vor allem das Mansfelder Hügelland, aber sie treten an Bedeutung zurück hinter denen des südwestlichen Spaniens von Rio Tinto in der Provinz Huelva, denen Nordamerikas am Oberen See, bei Butte in Montana und Copper Mountains in Arizona, hinter den neuentdeckten im Nordwestwinkel von Mexico, hinter denen der Küstencordillera von Chile bei Cerro de Tomaya und in der Wüste Atacama. Wertvolle Kupfervorkommnisse sind in Deutsch-Südwestafrika (Otavi) entdeckt worden und finden sich in Japan. Sind alle die bisher besprochenen Metalle von sehr weiter Verbreitung, so halten sich zwei sehr wichtige in engen Grenzen, nämlich das Quecksilber und Zinn. Ersteres wird nur zu Almadén in Spanien und zu Idria in Krain, bei Castellazzara in Toskana, bei Jekaterinoslaw in Rußland, in Kalifornien, Mexico und China gewonnen; letzteres kommt gegenwärtig, nachdem die Lagerstätten des Erzgebirges ganz, die von Cornwallis nahezu vollständig ausgebeutet sind, von den malayischen Inseln und deren Nachbarschaft, von Banka, Billiton und namentlich Malakka, neuerlich auch von Australien und Tasmanien, sowie von Bolivia. In Nordamerika fehlt es so gut wie gänzlich. Es ist geknüpft an das Auftreten gewisser Granite. Zwar weit verbreitet, aber nur an wenigen Stellen reichlich vorhanden ist das Zink. Es wird vor allem an der

preußisch-belgischen Grenze unfern Aachen, sowie bei Beuthen in Oberschlesien, ferner in England, Spanien, Sardinien und den Zentralstaaten Nordamerikas gewonnen. Die deutsche Produktion ist die größte aller Länder. Auch Nickel findet sich nur an wenigen Orten in größerer Menge, so in Norwegen, in Canada (Sudbury) und namentlich auf Neu-Kaledonien. Die für Beleuchtungszwecke wertvoll gewordenen seltenen Erden kommen fast nur in Nordamerika, und zwar in Nord- und Süd-Carolina, sowie in Norwegen vor.

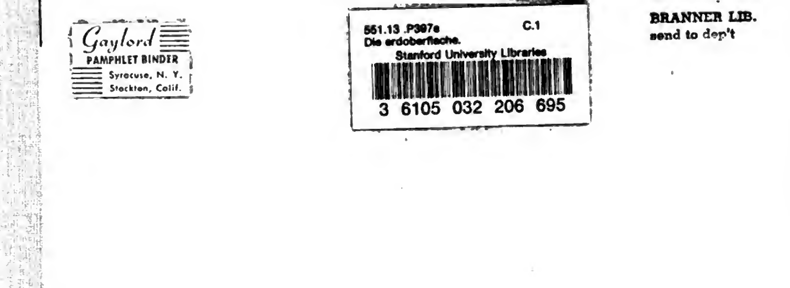
Verbreitung des Erzreichtums. Der Erzreichtum ist, wie aus dem Vorstehenden erhellt, den einzelnen Teilen der Erdkruste in sehr verschiedenem Umfange zuteil geworden. Nicht bloß die großen Stromebenen, sondern auch andere ausgedehnte Gebiete, wie z. B. der größte Teil des europäischen Rußland und des westlichen Sibiriens (natürlich mit Ausschluß des Urals), große Strecken Nordafrikas, fast das ganze Gebiet der „großen Ebenen" in Nordamerika, sowie nahezu das ganze nicht den Anden angehörige Amazonasgebiet in Südamerika, sowie manche Teile Südaustraliens sind erzarm oder ganz erzfrei. Es sind dies alles Gebiete flacher Lagerung von Schichtgesteinen, wo zugleich auch die vulkanische Tätigkeit gering gewesen, oder seit längerer Zeit überhaupt fehlte. Dagegen heben sich andere Länder wieder durch ihren großen Erzreichtum hervor. Die Grundgebirgsmassen der großen Massive sind durch die Mannigfaltigkeit und Häufigkeit ihrer Erze vielfach entschädigt für ihren Mangel an Salz und Kohlen. Dies gilt von Skandinavien, von Südcanada, von Südamerika. Vor allem aber hebt sich ein an allerhand edlen und unedlen Metallen reicher Streifen Erde hervor, nämlich die Kordilleren, welche beide Amerika durchsetzen, in beiden Gold, ferner namentlich Silber, Kupfer und Blei in großer Menge bergend. Ihnen ist an Metallreichtum kein zweiter, gleich ausgedehnter Teil der Erdoberfläche an die Seite zu stellen. Er knüpft sich zu einem guten Teile an die hier stattgehabte vulkanische Tätigkeit.

Allerdings ist es schwer, den Metallreichtum von Ländern zu schätzen, denn er läßt sich erst dann überblicken, wenn er ganz in Ausbeutung genommen ist. Für die Ausbeute einer Lagerstätte kommt nicht bloß ihr Reichtum, sondern vor allem ihre Lage in Betracht. Die reichsten Erze, an unzugänglicher Stelle gelegen, sind wertlos, und ziemlich arme, inmitten von Ländern alter Kultur, lohnen noch den Abbau. Gegenwärtig sind lediglich die Erze der alten Kulturgebiete und Nordamerikas ausgiebig in Ausbeute genommen, und die der übrigen Länder sind erst kürzlich, vielfach nur in den Küstengebieten erschlossen. Der außerordentliche Aufschwung, den der Erzbergbau im fernen Westen Nordamerikas genommen hat, berechtigt zu der Erwartung, daß auch anderwärts, bei einer gleich intensiven Entwickelung der Kultur, noch reiche Lagerstätten erschlossen werden, die jetzt noch ganz unbekannt sind.

Immer nur vereinzelt ist das Auftreten von **Edelsteinen** auf der Erde. Der Diamant war lange Zeit nur aus Vorderindien bekannt, wo er namentlich in sehr alten Sandsteinen des Vindhyagebirges auftritt. Später wurde er in Brasilien (Lençoes, Diamantino) entdeckt, vor vier Jahrzehnten sodann in Südafrika, wo Kimberley und jüngst die Gegend von Pretoria die Hauptstätten der Diamantengewinnung geworden sind. Der Diamant findet sich dort in vulkanischen Tuffen, welche alte Explosionsschlote ausfüllen. Die Heimat des Rubins ist Südasien, Ceylon und Hinterindien. In Hinterindien vergesellschaftet er sich ebenso wie in Queensland mit Saphiren. Smaragde kommen jetzt fast ausschließlich aus den Vereinigten Staaten von Colombia, spärlicher aus dem Ural; im Altertume wurden sie in Ägypten ausgebeutet. Europa liefert nur Halbedelsteine.

Weit verbreitet ist auf der Erdoberfläche der Schwefel, aber nur in Sizilien kommt er massenhafter vor. Borax wird namentlich in Amerika gewonnen, in den Vereinigten Staaten jetzt fast nur noch in Kalifornien, in Südamerika vornehmlich in Chile; in Europa ist Toskana die Hauptstätte seiner Produktion.




Gaylord
PAMPHLET BINDER
Syracuse, N. Y.
Stockton, Calif.
551.13 .P397e
C.1
Die erdoberfläche.
Stanford University Libraries
3 6105 032 206 695

